

***“Dinámica Sedimentaria en Deltas Micromareales – Estratificados
de Alta Descarga: Delta del Río Magdalena (Colombia – Mar
Caribe)”***

Juan Camilo Restrepo L.
Doctorado en Ciencias del Mar
Departamento de Física - Universidad del Norte

Director
Ph. D. Juan Carlos Ortíz R.
Departamento de Física
Universidad del Norte

Asesores:

Prof. Dr. Kerstin Schrottke
Department of Geosciences
University of Kiel, Germany

Dr. Luis J. Otero D.
Departamento de Física
Universidad del Norte

Universidad del Norte, Barranquilla
Octubre de 2014

Presentación

El Río Magdalena siempre ha causado fascinación por la magnitud de sus procesos y por el papel determinante que ha tenido en el desarrollo socio-económico del país. No obstante, y a pesar de la notable atención que ha captado a lo largo de las últimas décadas, aun existe un alto grado de incertidumbre sobre su dinámica natural. Este documento, presentado como requisito para optar al título de *Doctor en Ciencias del Mar*, analiza los mecanismos fundamentales que controlan los procesos sedimentarios en el delta del río Magdalena. Este sistema puede ser considerado como un delta tipo (delta tropical de alta descarga de dominio micro-mareal), por lo que se considera que los aportes presentados en este documento son de interés general.

Este documento se ha dividido en siete capítulos. El primero, delimita el problema de estudio y presenta un marco teórico general, los cuales sirven de base para la definición de los objetivos e hipótesis de la investigación (**Capítulo 1**); en el segundo se presenta la descripción física de la región Caribe y del delta del río Magdalena, haciendo énfasis en los estudios más relevantes (**Capítulo 2**); en el tercero se describen los datos y métodos empleados en la investigación (**Capítulo 2**); en el **Capítulo 4** se describen los resultados más relevantes, mientras que en el **Capítulo 5** se realiza su interpretación y discusión; finalmente, en los dos últimos capítulos no sólo se presenta las conclusiones más destacadas (**Capítulo 7**), sino que también se plantean temas futuros de investigación definidos a partir de los resultados de esta investigación (**Capítulo 6**).

Esta investigación fue financiada por la *Dirección de Investigación, Desarrollo e Innovación* (DIDI) de la *Universidad del Norte*, y el *Centro de Excelencia para las Ciencias del Mar* (CEMARIN), centro auspiciado por el *Servicio Alemán de Intercambio Académico* (DAAD). Finalmente, es importante señalar que este documento refleja no sólo el trabajo del autor, sino también de su director, asesores y asistentes de investigación. A todos ellos es menester agradecer por su valiosa orientación, inconmensurable disposición, y compromiso permanente. Más que nada, por su amistad.

Tabla de Contenido

	<i>Pag.</i>
Resumen	7
Abstract	9
1. Introducción	11
1.1. <i>Planteamiento del Problema</i>	<i>11</i>
1.2. <i>Marco Teórico</i>	<i>16</i>
1.2.1. Aportes fluviales hacia las zonas estuarinas/costeras	16
1.2.2. Procesos sedimentarios en estuarios micro-mareales	17
1.2.3. Mediciones experimentales en estuarios/deltas – concentración de sedimentos en suspensión	21
1.2.4. Dinámica sedimentaria: estudio de los sistemas estuarinos/deltaicos en Colombia	24
1.3. <i>Objetivos e Hipótesis</i>	<i>25</i>
2. Área de Estudio	28
2.1. <i>Caribe colombiano y río Magdalena: contexto físico general</i>	<i>28</i>
2.2. <i>Evolución morfológica del delta del río Magdalena</i>	<i>31</i>
2.3. <i>Delta del río Magdalena: características físicas</i>	<i>36</i>
3. Datos y Métodos	38
3.1. <i>Estimación de los aportes fluviales en el delta del Magdalena: tendencias, periodicidad, y análisis regional</i>	<i>38</i>
3.2. <i>Recolección de datos hidrodinámicos y sedimentológicos en la desembocadura del río Magdalena: identificación de procesos dominantes de dinámica sedimentaria</i>	<i>42</i>
3.3. <i>Procesamiento y análisis de datos batimétricos</i>	<i>45</i>
4. Resultados	47
4.1. <i>Magnitud y cambios recientes en el caudal del río Magdalena</i>	<i>47</i>
4.2. <i>Magnitud y cambios recientes en el transporte de sedimentos en suspensión del río Magdalena</i>	<i>47</i>
4.3. <i>El caudal del Magdalena en el contexto regional</i>	<i>51</i>
4.3.1. Aportes de agua dulce al Mar Caribe: magnitud y tendencias de largo plazo	51

4.3.2.	Variabilidad estacional y efectos preliminares del evento ENSO	53
4.3.3.	Periodicidades: oscilaciones de corto y largo plazo del caudal	57
4.4.	<i>El transporte de sedimentos en suspensión (TSS) del Magdalena en el contexto regional.</i>	64
4.4.1.	Aportes de sedimentos en suspensión al Mar Caribe: magnitud y tendencias de largo plazo	64
4.4.2.	Efectos preliminares del evento ENSO	68
4.4.3.	Periodicidades: oscilaciones de corto y largo plazo	70
4.5.	<i>Dinámica estuarina: aproximación a las condiciones estacionales</i>	74
4.5.1.	Parámetros físicos registrados durante los monitoreos	74
4.5.2.	Corrientes, velocidad de corte y tensión de corte	76
4.5.3.	Distribución espacial de la salinidad, la temperatura, y la densidad	80
4.5.4.	Condiciones de mezcla y estratificación (<i>Richardson Layered Number</i>)	83
4.5.5.	Sedimentos en suspensión	84
4.5.5.1.	Distribución espacial de la concentración de sedimentos en suspensión	84
4.5.5.2.	Variabilidad temporal de la concentración de sedimentos en suspensión y flujos de agua y sedimentos	86
4.5.5.3.	Tamaño de grano – partículas en suspensión	89
4.6.	<i>Cambios morfológicos</i>	90
4.6.1.	Patrones de erosión y sedimentación a lo largo del canal profundo (<i>Thalweg</i>)	90
4.6.2.	Patrones de erosión y sedimentación en la desembocadura	92
4.6.3.	Patrones de erosión y sedimentación en el frente deltaico	93
5.	Interpretación y Discusión	96
5.1.	<i>Magnitud y variabilidad de las descargas fluviales</i>	96
5.1.1.	Caudal: magnitud y tendencias de largo plazo	96
5.1.2.	Variabilidad del caudal	97
5.1.3.	Transporte de sedimento en suspensión: magnitud y tendencias de largo plazo	99
5.1.4.	Variabilidad del transporte de sedimentos en suspensión	102
5.1.5.	Relación entre la variabilidad del caudal y el TSS en el río Magdalena	104
5.2.	<i>Dinámica Estuarina: aproximación al régimen estacional</i>	106
5.2.1.	Circulación estuarina y condiciones de mezcla	106
5.2.2.	Concentración de sedimentos en suspensión, zona de máxima	108

	turbidez y flujos netos	
5.2.2.1.	Magnitud de la concentración de sedimentos en suspensión	108
5.2.2.2.	Formación y dinámica de la zona de máxima turbidez	110
5.2.2.3.	Difusión y captura de sedimento en el frente de convergencia	114
5.2.2.4.	Perfiles verticales (velocidad, concentración de sedimentos en suspensión) y flujos netos	115
5.3.	<i>Régimen de transporte de sedimentos: aproximación a los procesos que regulan la dinámica del delta</i>	116
5.4.	<i>Magnitud, causas e implicaciones de los cambios morfológicos en el delta</i>	118
6.	Investigación futura	122
6.1.	<i>Variabilidad de los aportes fluviales</i>	122
6.2.	<i>Dinámica estuarina</i>	123
6.3.	<i>Efecto del oleaje en la dinámica sedimentaria</i>	124
7.	Conclusiones	126
8.	Bibliografía	129

Lista de Tablas

	<i>Pag.</i>
Tabla 3.1. Nombres de los ríos y estaciones de aforo usadas en este estudio. También se incluye su localización y registro histórico para los datos de caudal (Q) y transporte de sedimentos en suspensión (TSS).	38
Tabla 3.2. Localización y fecha (mes-año) de los levantamientos batimétricos usados en este estudio y tamaño de celda de los datos batimétricos interpolados (formato <i>raster</i>).	46
Tabla 4.1. Caudal y transporte de sedimentos en suspensión – media anual y resultados de la prueba Mann-Kendall y la pendiente de <i>Sen</i> ’s slope para diferentes periodos.	48
Tabla 4.2. Área de drenaje, altura del nacimiento, caudal medio mensual, caudal máximo mensual, caudal mínimo mensual, régimen de inundación, y variabilidad de descarga, de los ríos que drenan la planicie Caribe colombiana.	52
Tabla 4.3. Resultados de los análisis MKT y pendiente de <i>Sen</i> ’s para las series de tiempo del caudal medio anual de los ríos de la planicie Caribe colombiana	53
Tabla 4.4. Ríos de la planicie Caribe colombiana: resultados del MKT, pendiente de <i>Sen</i> ’s, y caudal medio anual para dos periodos seleccionados (Pre-2000 y Post-2000)	54
Tabla 4.5. Ríos de la planicie Caribe colombiana: resultados del análisis MKT (valor <i>p</i>) para las medias mensuales de caudal.	54
Tabla 4.6. Área de drenaje, altura del nacimiento, tasa media mensual de transporte de sedimentos en suspensión, transporte de sedimento en suspensión - máximo mensual, transporte de sedimento en suspensión - mínimo mensual, de los ríos que drenan la planicie Caribe colombiana	65
Tabla 4.7. Resultados de los análisis MKT y pendiente de <i>Sen</i> ’s para las series de tiempo de TSS anual de los ríos de la planicie Caribe colombiana.	65
Tabla 4.8. Ríos de la planicie Caribe colombiana: resultados del MKT, pendiente de <i>Sen</i> ’s, y caudal medio anual para dos periodos seleccionados (Pre-2000 y Post-2000).	67
Tabla 4.9. Velocidad integrada en la vertical (\bar{u}), velocidad de corte (u_*), y tensión de corte (τ) estimadas a partir de las mediciones de perfiles de corrientes efectuadas en la desembocadura del río Magdalena	78
Tabla 4.10. Valores de profundidad de la lámina de agua (h), diferencia de densidades entre la capa superficial y la capa de fondo ($\rho_b - \rho_s$), densidad promediada en profundidad (ρ_o), y velocidad promedio integrada en la vertical (U), utilizados en la estimación del <i>Richardson Layered Number</i> (R_L)	84
Tabla 4.11. Balances de acreción y erosión (área y volumen) en diferentes zonas del delta del río Magdalena entre 1994 y 2012.	92
Tabla 5.1. Valores promedio (\bar{x}), desviación estándar (σ) y coeficiente de variación (C_v) del caudal y el transporte de sedimentos en suspensión de los ríos que drenan la planicie Caribe colombiana	101
Tabla 5.2. Caudal, rango y fase de marea, localización de la interfase salina/agua dulce (FSI) y de la zona de máxima turbidez (TMZ) registrados en la desembocadura del río Magdalena.	106

Lista de Figuras

	<i>Pag.</i>
Figura 1.1. Localización general de la región del delta del río Magdalena	13
Figura 1.2. (A) Relación entre caudal contra el rango mareal/altura significativa del oleaje, y (B) relación entre transporte de sedimento en suspensión contra el rango mareal/altura significativa del oleaje.	14
Figura 2.1. (A) Planicie Caribe colombiana en el norte de Suramérica incluyendo sus accidentes geográficos principales, ríos principales y sus respectivas estaciones hidrológicas	29
Figura 2.2. (a) Morfología del relieve submarino próximo a la desembocadura del río Magdalena; (b) morfología del Abanico del Magdalena, las líneas blancas representan las isobatas.	32
Figura 2.3. Representación esquemática del delta del río Magdalena entre 1894 y 1961, de acuerdo con gráficos y mapas históricos de (a) 1894 – 1911, (b) 1924, (c) 1936, y (d) 1961.	34
Figura 2.4. (a) Desembocadura principal del río Magdalena, mostrando la localización de las principales obras de ingeniería construidas a lo largo del canal principal (1-7); (b) relieve submarino – desembocadura del río Magdalena.	35
Figura 3.1. (a) Desembocadura del río Magdalena: batimetría y localización de los instrumentos de medición; (b) <i>CTD SeaBird 19VPlus®</i> ; (c) correntómetro <i>ADCP 1200 kHz</i> ; marea astronómica estimada durante los monitoreos realizados en las estaciones de (d) alta (noviembre 2012) y (e) baja (abril 2013) descarga fluvial, indicando los momentos en que se realizaron las respectivas mediciones.	43
Figura 4.1. (a) Caudal y transporte de sedimentos en suspensión (TSS) del río Magdalena: media anual, tendencia de largo plazo y tendencias de corto plazo para periodos de interés. Valores diarios de (b) caudal y (c) transporte de sedimentos en suspensión (TSS) para el periodo 1990-2010.	49
Figura 4.2. Río Magdalena – Transformada continua Wavelet (CWT) para el (a) caudal y (b) TSS. Espectro global Wavelet para (c) caudal y (d) TSS. (e) Transformada cruzada Wavelet (XWT) del caudal y el TSS.	50
Figura 4.3. Ríos de la planicie Caribe colombiana: (a) perfiles longitudinales; (b) régimen de inundación y variabilidad de descarga.	52
Figura 4.4. Caudal medio anual, tendencia de largo plazo y tendencia para el periodo 2000-2010 para los ríos de la planicie Caribe colombiana	55
Figura 4.5. Ciclo anual - Caudal estacional durante años normales, La Niña, y El Niño	56
Figura 4.6. Caudales mensuales estandarizados y anomalías del índice IOS.	58
Figura 4.7. Transformada continua Wavelet (CWT) para los ríos de la planicie colombiana - Caudal.	60
Figura 4.8. Caudal - Análisis de potencia de frecuencias específicas (<i>Wavelet power-frequency range</i>): varianza promedio para la señal de (a) 2-8 años y (b) 8-12 años.	63
Figura 4.9. Caudal - Espectro global Wavelet de los ríos evaluados. La línea punteada delimita las zonas con un nivel de confianza del 95% contra un ruido rojo AR(1).	64
Figura 4.10. Transporte de sedimentos en suspensión - media anual, tendencia de largo plazo y tendencia para el periodo 2000-2010 para los ríos de la planicie Caribe colombiana.	66
Figura 4.11. Valores mensuales estandarizados de transporte de sedimento en suspensión y anomalías	68

del índice SOI.

Figura 4.12. Transformada continua Wavelet (CWT) para los ríos de la planicie colombiana – Transporte de sedimentos en suspensión. 71

Pag.

Figura 4.13. Transporte de sedimento en suspensión - Análisis de potencia de frecuencias específicas (*Wavelet power-frequency range*): varianza promedio para la señal de (a) 2-8 años y (b) 8-12 años 72

Figura 4.14. Transporte de sedimento en suspensión - Espectro global Wavelet de los ríos evaluados. La línea punteada delimita las zonas con un nivel de confianza del 95% contra un ruido rojo AR(1). 73

Figura 4.15. Condiciones de viento y oleaje durante los monitoreos realizados en el delta del río Magdalena. 75

Figura 4.16. Nivel de marea astronómica pronosticada durante el monitoreo: (a) noviembre 29/30 de 2012, y (b) abril 20/21 de 2013. 76

Figura 4.17. Contornos de velocidad de corrientes a lo largo de medio ciclo de marea y perfil vertical de corriente residual correspondiente medido durante (a) 28/29 de noviembre, y (b) 29/30 de noviembre. 77

Figura 4.18. Contornos de velocidad de corrientes a lo largo de medio ciclo de marea y perfil vertical de corriente residual correspondiente medido durante (a) 19/20 de abril, y (b) 20/21 de abril. 78

Figura 4.19. Velocidad integrada en la vertical (\bar{u}), velocidad de corte (u_*), y tensión de corte (τ) estimadas a lo largo de los ciclos de medición de corrientes efectuados el (a) 28/29 de noviembre y (b) 29/30 de noviembre de 2012. 79

Figura 4.20. Velocidad integrada en la vertical (\bar{u}), velocidad de corte (u_*), y tensión de corte (τ) estimadas a lo largo de los ciclos de medición de corrientes efectuados el (a) 19/20 de abril y (b) 20/21 de abril de 2013. 80

Figura 4.21. Distribución espacial axial (a lo largo del canal profundo) de la salinidad, la densidad y la temperatura, medidas en la desembocadura del río Magdalena: (a) noviembre 29/2012, (b) noviembre 30/2012, (c) abril 20/2013, y (d) abril 21/2013. 82

Figura 4.22. Parámetro de estratificación (n_s) en la desembocadura del río Magdalena. Estimado a partir de las mediciones efectuadas en las estaciones de altos (Noviembre 2012) y bajos (Abril 2013) caudales. 83

Figura 4.23. Distribución espacial axial (a lo largo del canal profundo) de la concentración de sedimentos en suspensión medidas en la desembocadura del río Magdalena: (a) noviembre 29/2012, (b) noviembre 30/2012, (c) abril 20/2013, y (d) abril 21/2013. 84

Figura 4.24. Perfiles verticales de velocidad (u) (líneas azules) y de concentración de sedimentos en suspensión (CSS) (línea roja) obtenidos durante los monitoreos de (a) 29/30 Noviembre de 2012, (b), abril 19/20 de 2013, y (c) abril 20/21 de 2013. 88

Figura 4.25. Flujos unitarios de agua (Q) y sedimentos (TSS) estimados a partir de los monitoreos efectuados durante (a) noviembre 28/29 (2012), (b) noviembre 29/30 (2012), (c) abril 19/20 (2013), y (d) abril 20/21 (2012). 89

Figura 4.26. Tamaño de grano de las partículas en suspensión medidas en la capa superficial de la columna de agua durante (a) noviembre 2012 (temporada de altos caudales), y (b) abril 2013 (temporada de bajos caudales). 90

Figura 4.27. Comparación de perfiles longitudinales del canal profundo (*Thalweg*) y distribución espacial de la erosión y la sedimentación a lo largo de estos perfiles en el delta del río Magdalena para diferentes periodos. 91

Figura 4.28. Comparación entre los volúmenes de acreción (valores positivos) y erosión (valores negativos) en el delta del río Magdalena para diferentes años en (a) el canal principal, y (b) desembocadura/barra frontal. 93

Figura 4.29. Comparación entre los volúmenes de acreción (valores positivos) y erosión (valores negativos) en el delta del río Magdalena para diferentes años en el (a) frente deltaico I, y (b) frente deltaico II.	94
Figura 5.1. Valores mensuales de la Oscilación Decadal del Pacífico (PDO), el índice del Atlántico Norte Tropical (TNA), y anomalías del índice SOI (1951-2010).	99
Figura 5.2. Río Magdalena: concentración de sedimentos en suspensión (CSS) – promedio anual (1972 – 2010). La línea gruesa azul representa el promedio durante el periodo indicado.	105
Figura 5.3. Posición y magnitud de la zona de máxima turbidez y distribución de la salinidad a lo largo del canal profundo – desembocadura del río magdalena.	111
Figura 5.4. Relación estadística (a) caudal – localización núcleo TMZ, y (b) localización FSI – localización núcleo TMZ encontrada en la desembocadura del río Magdalena.	113
Figura 5.5. Relación entre (a) velocidad promedio de flujo y tamaño medio de grano, y (b) velocidad de corte y tamaño medio de grano, indicando los rangos de valores obtenidos durante cada una de las mediciones: altos caudales y bajos caudales	117

Resumen Ejecutivo

Uno de los mayores obstáculos que han enfrentado los estudios sobre la transferencia de sedimentos y nutrientes a lo largo del sistema fluvial/estuarino/costero, es la ausencia de un completo entendimiento de la dinámica sedimentaria en estuarios/deltas tropicales de dominio micro-mareal. A pesar de los esfuerzos realizados para el entendimiento de la dinámica sedimentaria en este tipo de sistemas, aún subsisten preguntas como: ¿cuál es la tasa neta de transporte de sedimentos en estas desembocaduras?, ¿qué factores son determinantes en esta tasa neta de transporte?, ¿qué efectos tienen los cambios de caudal en los procesos de estratificación y mezcla, y a su vez, en los procesos de “*sediment trapping*”?, ¿han existido cambios significativos en los aportes fluviales hacia las zonas estuarinas/micro-mareales?, ¿de qué manera influyen las corrientes residuales sobre los procesos sedimentarios?, ¿qué procesos/factores determinan la formación y dinámica de zonas de máxima turbidez?, ¿cuáles son las principales características de la dinámica sedimentaria en sistemas deltaicos altamente intervenidos por el hombre?. En consecuencia, este trabajo busca examinar los mecanismos fundamentales que controlan los procesos sedimentarios en un delta tropical de alta descarga de dominio micro-mareal (delta del Río Magdalena, Colombia), y evaluar la dinámica de estos procesos bajo diferentes condiciones de los forzadores. Específicamente, se pretende (1) detectar los cambios recientes, las tendencias y periodicidades en las descargas fluviales del río Magdalena; así como explorar y discutir las posibles causas naturales que han incidido en estos patrones, (2) identificar y proporcionar mayor claridad sobre los procesos físicos que controlan la resuspensión, el transporte y la depositación de material sedimentario a lo largo de la desembocadura del río Magdalena, (3) analizar los efectos de la estratificación vertical en los procesos de mezcla, circulación residual, “*sediment trapping*” y transporte de sedimento, e (4) investigar los cambios en la posición y la forma del gradiente longitudinal/vertical de la concentración de sedimentos en suspensión, a medida que parámetros como la estructura salina y el caudal varían. Para tal fin, se empleó una aproximación experimental y analítica en la desembocadura del río Magdalena, el cual por sus características puede ser catalogado como un sistema delta-tipo.

En síntesis, esta investigación estuvo centrada en las siguientes temáticas: (a) aportes fluviales hacia las zonas deltaicas/costeras, y (b) procesos hidrodinámicos – sedimentarios en deltas micro-mareales de alta descarga. Los resultados más destacados se presentan a continuación: (a) El análisis de series de tiempo indicó que el Río Magdalena aporta la mayor cantidad de agua dulce ($205.1 \text{ km}^3 \text{ a}^{-1}$) y sedimentos en suspensión ($142.6 \times 10^6 \text{ t a}^{-1}$) al Mar Caribe. El análisis espectral de ondas (*Wavelet Spectrum Analysis*) indicó que la banda anual (asociada a la migración de la Zona de Convergencia Intertropical) constituye el principal componente oscilatorio en la variabilidad hidrológica del Río Magdalena, mientras que la banda de 3-7 años (relacionada con la dinámica del fenómeno ENSO) constituye un componente oscilatorio de segundo orden. Sin embargo, este análisis también identificó un cambio en los patrones de variabilidad hidrológica entre 2000 y 2010, caracterizado por el desplazamiento hacia el dominio de la banda cuasi-decadal (8-12 años; presumiblemente asociada a procesos climáticos/oceanográficos de baja periodicidad como la Oscilación Decadal del Pacífico –PDO– y el Índice del Atlántico Norte Tropical –TNA). Se encontró que la oscilación conjugada de las principales señales, particularmente la de la banda de 3-7 años que alcanzó su máxima varianza, definieron un periodo de intensa actividad hidrológica entre 1998 y 2002. A partir de este

periodo, el caudal medio anual del Magdalena se incrementó un 18% comparado con el caudal registrado durante el periodo 1941-2000, mostrando una tendencia creciente (significativa para un nivel de confianza del 95%). Además, entre la década de 1990 y del 2000 el caudal aumentó a una tasa mayor comparado con la tasa de incremento experimentada por el transporte de sedimento en suspensión, lo que condujo a cambios en el régimen de transporte de sedimentos durante este periodo. **(b)** Las mediciones de corrientes (ADCP) mostraron flujos predominantemente dirigidos hacia el mar, a lo largo de toda la columna de agua, durante las temporadas de alta y baja descarga fluvial, lo que indica un dominio del estado de reflujo. Las mediciones hidrodinámicas e hidrográficas señalan que el balance entre los mecanismos de advección y mezcla controla las variaciones temporales en las condiciones de estratificación. En consecuencia, se identificó un sistema altamente estratificado muy cerca de la desembocadura, en condiciones micro-mareales (≤ 0.26 m) y de altas descargas fluviales ($7800 - 8200 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$). Durante la estación de caudales bajos, en la que los procesos marinos son además más intensos, este sistema migra hacia aguas arriba de la desembocadura (aprox. km 7). Durante esta última condición, el flujo de fondo podría provocar el transporte de sedimentos hacia aguas arriba de la desembocadura. Por lo tanto, la depositación de sedimentos podría ocurrir en zonas de baja tensión de corte de fondo (*near-bed shear stress*) o en donde la velocidad promedio de la corriente de fondo se aproxima a cero (*i.e., the null point*), promoviendo la formación de bancos y barras frontales. Los patrones de respuesta morfológica del delta reflejan las diferencias espaciales que existen en los procesos hidro-sedimentarios. Los ciclos erosionales/sedimentarios en el tramo final de la desembocadura son controlados por la magnitud de las descargas fluviales y la remoción de sedimentos del lecho (*river bed scouring*); mientras que la difusión del efluente y la dispersión de sedimentos constituyen los procesos dominantes en el frente deltaico. Particularmente, las altas descargas de agua dulce, como flujo boyante, promueven la transferencia de sedimentos desde la sección fluvial hacia el prodelta, a través de las capas superiores de la columna de agua. Finalmente, se encontró que los cambios en el régimen de transporte experimentados a comienzo de la década del 2000, dieron lugar a procesos de erosión en la desembocadura y la barra frontal y modificaron el balance acrecionario/erosional que se registraba en el prodelta. Se estimó que la acumulación total de sedimentos en el delta corresponde a $<5\%$ de la carga anual de sedimentos en suspensión transportada por el río Magdalena. En general, la morfología del delta se ha mantenido relativamente estable durante los últimos 20 años, experimentando un estado progradacional lento. Las mayores tasas de sedimentación ($\leq 1430 \text{ mm a}^{-1}$) fueron observadas en las zonas más profundas del prodelta.

Palabras Claves: procesos deltaicos, transporte de sedimentos en suspensión, variabilidad hidrológica, cambios morfológicos, Delta del río Magdalena.

Abstract

One of the biggest obstacles faced on the understading of sediment and nutrients transfer along the fluvial/estuarine/coastal system is the absence of complete studies of sediment dynamics in tropical microtidal estuaries and river deltas. Despite efforts to understand sediment dynamics in these systems, there are still questions unanswered. What is the net rate of sediment transport in estuaries? What factors are crucial in the net rate of sediment transport? What are the effects of flow changes in the stratification and mixing processes, and in turn, in the process of sediment trapping? Have there been significant changes in river inputs into micro-tidal estuarine areas? How does this influence the residual currents on sedimentary processes? What processes and or factors determine the formation and dynamics of turbidity maximum zones? What are the main characteristics of sediment dynamics in highly deltaic systems under human influence? This work seeks to examine the fundamental mechanisms controlling sedimentary processes in a high discharge, micro-tidal tropical delta (Magdalena River, Colombia) and to evaluate the dynamics of these processes under different triggering factors. Specifically, it aims to **(1)** detect recent changes, trends and periodicities in the Magdalena River discharge; and to explore and discuss the possible natural causes that have influenced these patterns, **(2)** identify the physical processes that control resuspension, transport and deposition of sediments along the mouth of the Magdalena River, **(3)** analyze the effects of vertical stratification in mixing, residual circulation, "sediment trapping" and sediment transport, and **(4)** investigate changes in the position and shape of the suspended sediment concentration gradient with variations on flow and salinity.

This research then focused on the following issues: **(a)** river inputs to deltaic/coastal areas, and **(b)** hydrodynamic and sedimentary processes in micro-tidal, high discharge deltas. The key results are: **(a)** the time series analysis indicated that the Rio Magdalena possesses the largest number of freshwater ($205.1 \text{ km}^3 \text{ a}^{-1}$) and suspended sediment ($142.6 \times 10^6 \text{ t a}^{-1}$) to the Caribbean Sea. Wavelet spectral analysis (Wavelet Spectrum Analysis) indicated that the annual band (associated with the migration of the Intertropical Convergence Zone) is the main oscillatory component in the hydrological variability of the Magdalena River, while the band of 3-7 years (related to the dynamics of ENSO) is an oscillatory component of second order. This work, however, also identified a change in the patterns of hydrologic variability between 2000 and 2010, characterized by a change to the quasi-decadal band (8-12 years) presumably associated with climatic/oceanographic processes such as low-frequency Pacific Decadal Oscillation -PDO- and North Atlantic Tropical Index -TNA. It was found also that the oscillation of the main signals, particularly the 3-7 years band, defined a period of intense hydrological activity between 1998 and 2002. From this period on the average annual flow of Magdalena River increased 18% compared to the flow recorded during the period 1941-2000 (significant for a confidence level of 95%). In addition, between 1990 and 2000 the water discharge increased at a higher rate compared with the rate of increase experienced by the suspended sediment transport, leading to changes in the sediment transport regime during this period. **(b)** Measurements of currents (ADCP) showed predominantly flows directed to the sea, along the entire water column during periods of high and low river discharge. This pattern indicates a dominance of the state of reflux. The hydrodynamic and hydrographic measurements indicate that the balance between advection and mixing mechanisms control the temporal variations in the conditions of stratification. Consequently, a highly stratified system was identified near the mouth under micro-tidal conditions ($\leq 0.26 \text{ m}$) and high river discharge ($7800 - 8200 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$). During the low flow station,

in which marine processes are also more intense, the system migrates upstream of the mouth (approx. km 7). During this last stage, the background flow may cause sediment transport upstream of the mouth. Therefore, the deposition of sediments may occur in areas of low shear stress line (near-bed shear stress) or where the average speed of the background current approaches zero (i.e, the null point), promoting the formation of banks and front bars. Morphological response patterns reflect spatial delta differences in hydro-sedimentary processes. The erosional and sedimentary cycles in the last area of the mouth are controlled by the magnitude of the river discharge and removal of bottom sediments (river bed scouring). Effluent diffusion and sediment dispersion are the dominant processes in the delta front. Particularly, high freshwater discharge acting as a buoyant flow, promotes transfer of sediment from the river to the prodelta section through the upper layers of the water column. Finally, it was found that changes in the transport regime experienced in the early 2000s led to erosion at the mouth and the frontal bar. It also changed the accretionary/erosional balance recorded in the prodelta. It was estimated that the total accumulation of sediments in the delta corresponds to <5% of the annual suspended sediment load transported by the river Magdalena. In general, the morphology of the delta has remained relatively stable over the past 20 years, experiencing a slow progradational state. The highest sedimentation rates ($\leq 1430 \text{ mm a}^{-1}$) were observed in the deeper areas of the prodelta.

Keywords: *deltaic processes, suspended sediment transport, streamflow variability, morphological changes, Magdalena River Delta.*

1. Introducción

1.1. Planteamiento del Problema

Los deltas y estuarios representan la conexión por la cual los sedimentos transportados por los ríos llegan al mar. Allí, los procesos estuarinos actúan como filtro de estos aportes sedimentarios y favorecen la mezcla con los sedimentos provenientes de ambientes marinos (Dyer, 1995). Por consiguiente, los aportes fluviales tienen un enorme impacto sobre la evolución y estabilidad de las zonas costeras y litorales, la transferencia de nutrientes hacia los océanos, y la dinámica de los ecosistemas costeros (Milliman y Meade, 1983; Meybeck y Vorosmarty, 2004; Oki y Kanae, 2006; Milliman *et al.*, 2008). Actualmente, como resultado del cambio global y del aumento en la magnitud y frecuencia de eventos extremos, los deltas y estuarios están considerados entre los ecosistemas más vulnerables a nivel mundial (LOICZ, 2005). Se considera que pueden experimentar cambios dramáticos en los próximos años, con consecuencias imprevisibles para la sociedad y los ecosistemas naturales (Ericson *et al.*, 2006; Syvitski y Saito, 2007, Milliman *et al.*, 2008).

Por su importancia en los ciclos globales y su vulnerabilidad frente al cambio global, la transferencia de agua, sedimentos y nutrientes desde las cuencas fluviales hasta las zonas costeras, pasando a través de los sistemas deltaicos y estuarinos, constituye uno de los temas de gran relevancia científica actual en las ciencias del mar. Diferentes iniciativas científicas (i.e. *Land Interactions in the Coastal Zone – LOICZ, Regional Seas Report and Studies – United Nations Environmental Program UNEP, World Resource Institute - WRI*) se han orientado a determinar las implicaciones del cambio global en el funcionamiento de estos sistemas, a evaluar su vulnerabilidad y las repercusiones para la sociedad y los sistemas naturales, así como a cuantificar los cambios previsibles en los flujos de sedimentos y sustancias biogeoquímicas hacia los océanos (e.g. LOICZ, 2005). Aunque se han tenido avances significativos en el cumplimiento de estos objetivos, también se ha reconocido que uno de los mayores obstáculos que se han presentado es la ausencia de un completo entendimiento de la dinámica sedimentaria en estuarios y deltas de dominio micro-mareal (rangos de marea < 2 m.) localizados en zonas tropicales (aproximadamente entre 23°N y 23°S) (LOICZ, 2005). Estudios recientes han resaltado la importancia de estos deltas y estuarios en el balance morfodinámico de las zonas costeras y en la transferencia de nutrientes hacia el océano (e.g. Hossain *et al.*, 2001; Milliman *et al.*, 2008; Purnachandra *et al.*, 2011; Vijith y Shetye, 2012).

En comparación con los estuarios/deltas de dominio macro y meso-mareal, los sistemas de dominio micro-mareal han sido menos estudiados, con la notable excepción de los deltas de los ríos Mississippi (Estados Unidos), Nilo (Egipto), Ebro (España), y Huang He River (China) (e.g. Summerhayes *et al.*, 1978; Mossa, 1996; Sierra *et al.*, 2002; Skliris y Lascaratos, 2004; Wang *et al.*, 2006, 2010; Lane *et al.*, 2007). En consecuencia, para este tipo de sistemas no existe un conocimiento amplio y detallado sobre los mecanismos de mezcla, la dinámica en la zona de máxima turbidez, los flujos netos de agua dulce y sedimentos, la respuesta morfológica frente a los cambios en el régimen de transporte, así como sobre la variabilidad estacional asociada a estos procesos (e.g. Cooper, 2001; Moskalski y Torres, 2012; Wu *et al.*, 2012). En síntesis, en este tipo de sistemas es necesario obtener un mayor entendimiento acerca de: (1) la magnitud de los aportes fluviales hacia las zonas costeras, (2) las características de los procesos hidro-

sedimentarios, y (3) los mecanismos de respuesta morfológica frente a los cambios en las tasas de transporte de sedimentos.

Algunos autores han destacado la gran influencia que tienen los regímenes fluviales sobre la dinámica de los deltas tropicales, especialmente en aquellos que experimentan un dominio micro-mareal (e.g. Wolanski *et al.*, 1998; Moskalski y Torres, 2012; Wu *et al.*, 2012). Los aportes de agua dulce afectan la distribución de la salinidad y los patrones de circulación gravitacional, y en consecuencia, alteran los ciclos de resuspensión, transporte y depositación de sedimentos. Durante los eventos de alto caudal el transporte de sedimentos en suspensión usualmente es alto, lo que conduce a cambios en los patrones de depositación dentro del delta. Además, esta gran cantidad de agua dulce podría alejar la cuña salina del delta y favorecer el flujo de sedimentos hacia la plataforma continental. Sin embargo, este proceso de transferencia de sedimentos está altamente regulado por la morfología del canal, la eficiencia del proceso de *sediment trapping* y la dinámica de la zona de máxima turbidez (Prandle, 2009). La advección de masas de agua con diferente densidad, la estructura salina, y la turbulencia generada en las diferentes capas límite (i.e. fondo del canal y haloclina), favorecen la floculación y la retención de sedimentos, que a su vez pueden conducir a la formación de una zona de máxima turbidez. En esta zona se presentan las mayores concentraciones de sedimento en suspensión a lo largo del delta/estuario, y tiene además un papel fundamental en la circulación estuarina y en la transferencia de sedimentos hacia el océano (Dyer, 1995; Wu *et al.*, 2012). La retención de sedimentos y la formación del máximo de turbidez son procesos altamente variables, ya que dependen de la circulación gravitacional y residual, las condiciones de mezcla, y de las características del sedimento. La forma en las que estos procesos interactúan determina la dinámica en la retención de sedimentos, la extensión y estructura de la zona de máxima turbidez, y por consiguiente, de las tasas de flujo de sedimentos hacia el océano (Dyer, 1986; Prandle, 2009). Por otra parte, usualmente se asume que la dinámica sedimentaria está controlada por la interacción entre las corrientes fluviales y de marea, y sus respectivos ciclos de resuspensión, transporte y depositación. Sin embargo, la contribución de la intrusión salina y los efectos correspondientes de la estratificación sobre la dinámica sedimentaria no pueden ser despreciados (Geyer, 1993; Wu *et al.*, 2011, 2012). En este contexto, la variabilidad de la dinámica estuarina y sedimentaria en los deltas de dominio micromareal, como es el caso del delta del río Magdalena (Figura 1.1), requiere un mayor análisis.

El río Magdalena ha formado un delta tropical de dominio micro-mareal en su desembocadura principal (Bocas de Ceniza) (Figura 1.1). La marea es de tipo mixta, principalmente diurna, con rangos que varían entre 0.45 y 0.64 m. (Restrepo y López, 2008). El delta es de forma arqueada. Tiene un área subaérea de 1690 km², y morfológicamente está conformado por planicies aluviales, complejos lagunares marginales y cordones litorales (Vernette *et al.*, 1992). Los procesos físicos en la cuenca receptora (Mar Caribe) incluyen sedimentación, removilización por flujos gravitacionales y tectónica compresiva con el desarrollo de diapirismo de lodo en el frente deltaico (Kolla y Buffer, 1984). La desembocadura está alineada con un cañón submarino de alta pendiente (~40°) localizado en la plataforma exterior, cuya morfología y arquitectura sedimentaria está estrechamente relacionada con los aportes sedimentarios del río (Ercilla *et al.*, 2002; Estrada *et al.*, 2005). Estos aportes (144 x 10⁶ t a⁻¹ de sedimentos en suspensión) han sido considerados como uno de los mayores a nivel mundial (Restrepo *et al.*, 2006). Por lo tanto, la descarga sedimentaria del río Magdalena ha sido incluida en balances globales de flujos de sedimentos hacia los océanos (e.g. Milliman y Meade, 1983; Milliman y Sivitsky, 1992; Milliman *et al.*, 2008; Walling, 2009). Además, estas descargas

fluviales han sido señaladas como responsables de efectos adversos sobre sistemas litorales (INVEMAR, 2008), ambientales (Restrepo *et al.*, 2006) y antrópicos (Heezen, 1956; Heezen y Muñoz, 1956), a escala regional.

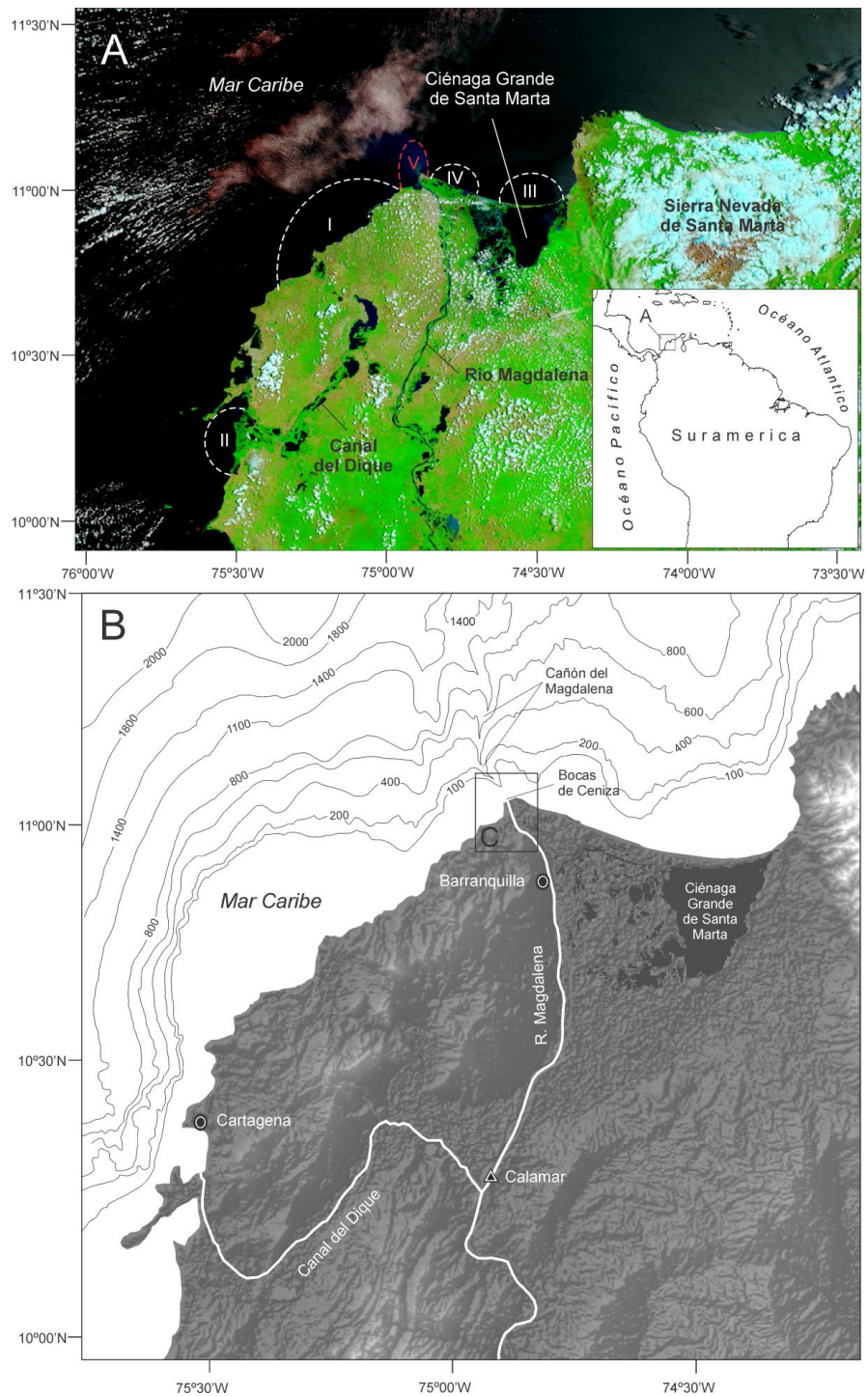


Figura 1.1. (A) Localización general de la región del delta del río Magdalena, mostrando los lóbulos deltaicos (líneas punteadas) formados desde el Plioceno hasta hoy (I – V) (arco punteado rojo: lóbulo actual) (Adaptado de

Bernal, 1996); (B) principales rasgos batimétricos en el área adyacente al delta del río Magdalena, y (C) localización del canal principal de descarga – “Bocas de Ceniza”.

Considerando sus características físicas (rango mareal y dominio del oleaje) y la magnitud de sus descargas fluviales (caudal y transporte de sedimentos en suspensión) el delta del Magdalena puede considerarse como un delta – tipo (e.g. Coleman, 1981; Pernetta y Milliman, 1995; Restrepo y López, 2008) (Figura 1.2). Por consiguiente, el entendimiento de su dinámica sedimentaria podría contribuir a explicar el funcionamiento de sistemas con características similares. De otro lado, desde 1924 en la desembocadura del río Magdalena se han construido tajamares, diques de contracción y encauzamiento con el fin de garantizar las condiciones de navegabilidad y acceso al puerto de Barranquilla, por lo que también resulta relevante describir la dinámica de los procesos de erosión, transporte, sedimentación y resuspensión en desembocaduras altamente intervenidas por el hombre, cuando iniciativas similares de intervención son adelantadas alrededor del mundo (e.g. R. Changjiang, R. Huang He, R. Mobile, R. Mandovi, entre otros). Las condiciones de contorno y factores tales como el suministro de sedimentos, los aportes de agua dulce, la energía de los procesos marinos, el espacio de acomodación para los depósitos de sedimento, y las diferencias de densidad entre las aguas fluviales, estuarinas y costeras, controlan la dinámica y la arquitectura de las zonas deltaicas (Syvitski y Saito, 2007). Los cambios en cualquiera de estos factores influenciarán el balance hidrodinámico, sedimentológico y geomorfológico de estos sistemas (Wang *et al.*, 2006). Por lo tanto, se considera que los cambios en los aportes fluviales pueden conducir a alteraciones significativas de los procesos de circulación y de evolución morfológica en los deltas y en la plataforma continental adyacente (e.g. Yang *et al.*, 2003; Fan y Huang, 2005; Le *et al.*, 2007; Wang *et al.*, 2007, 2010; Gao *et al.*, 2011). Por consiguiente, existe un creciente interés en explorar cómo evolucionan y responden los sistemas deltaicos frente a cambios significativos en los aportes fluviales. Debido especialmente, a la marcada influencia que tienen las intervenciones antrópicas sobre estos cambios, comparadas con los efectos producidos por los procesos naturales (e.g. van der Wal *et al.*, 2002; Lane, 2004; Syvitski y Milliman, 2007; Syvitski y Saito, 2007; Milliman *et al.*, 2008; Wang *et al.*, 2010; Syvitski y Kettner, 2011).

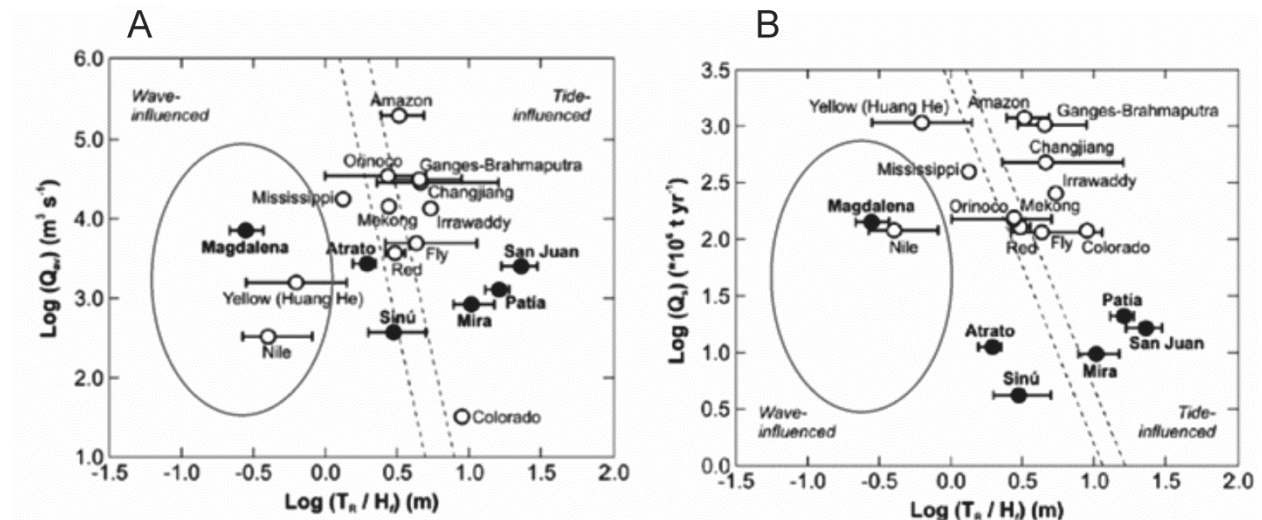


Figura 1.2. (A) Relación entre caudal ($\log Q_{av}$) contra el rango mareal (T_r)/altura significativa del oleaje (H_f), y (B) relación entre transporte de sedimento en suspensión ($\log Q_s$) contra el rango mareal (T_r)/altura significativa del

oleaje (H_p) (Adaptado de Restrepo y López, 2008). Las elipses indican la localización del Magdalena dentro de un conjunto específico de deltas: dominio micro-mareal, alta influencia del oleaje, y altos aportes fluviales.

El río Magdalena proporciona un ejemplo de la interacción cuenca de drenaje – delta – zona costera en un contexto de cambio ambiental e intervención antrópica reciente. Con un área de drenaje de $2.57 \times 10^5 \text{ km}^2$, es considerado como uno de los ríos con los mayores aportes de agua y sedimentos a los océanos (Restrepo y Kjervfe, 2004; Restrepo *et al.*, 2006). Actualmente, existe amplia evidencia que indica que esta cuenca está experimentando cambios físicos significativos (e.g. Restrepo y Syvitsky, 2006; Restrepo, 2008; Restrepo *et al.*, 2012). La cuenca del Magdalena ha experimentado dramáticas alteraciones en la superficie del suelo, como resultado de la tala de bosques, la expansión de las tierras de cultivo, el aumento de la construcción de embalses, y la explotación minera. Por lo tanto, la carga de sedimento actual de los principales afluentes se aparta significativamente de las tasas naturales de largo plazo (Restrepo y Syvitsky, 2006). Es poco probable que los primeros estimativos del transporte de sedimentos del río Magdalena, basados en datos obtenidos entre 1975 y 1995, reflejen los cambios naturales recientes, así como aquellos inducidos por la intervención antrópica. Por consiguiente, no está clara la forma en la que los procesos de transporte de sedimentos y la arquitectura del delta subacuoso responden a los cambios de estos aportes fluviales. Los cambios en los patrones del régimen del transporte deben ser evaluados periódicamente para obtener un mejor entendimiento de su papel en los procesos de transporte de sedimentos y de ajuste morfológico en las zonas estuarinas/deltacias.

En el marco de todo el contexto anterior, y considerando que el Delta del Magdalena puede considerarse como un sistema-tipo, pueden plantearse las siguientes preguntas de investigación: ¿han existido cambios significativos de los aportes fluviales (agua y sedimentos) hacia la zona deltaica?, ¿cuál es la tasa neta de transporte de sedimentos en la desembocadura?, ¿qué factores son determinantes en esta tasa neta de transporte?, ¿qué efectos tienen los cambios de caudal en los procesos de estratificación y mezcla, y a su vez, en los procesos de “*entrainment*” y “*sediment trapping*”?, ¿de qué manera influyen las corrientes residuales sobre los procesos sedimentarios en deltas tropicales micro-mareales de alta descarga?, ¿qué procesos/factores determinan la formación y dinámica de zonas de máxima turbidez en este tipo de deltas?, ¿cuáles son las principales características de la dinámica sedimentaria en un sistema deltaico altamente intervenido por el hombre?, ¿cómo responden los procesos de transporte de sedimento y la arquitectura del delta subacuoso a los cambios en los aportes fluviales?

La dificultad para abordar este tipo de interrogantes radica en que la estimación de flujos sedimentarios en desembocaduras es bastante compleja debido a la presencia de intensas corrientes de marea, la variabilidad de las corrientes residuales, la interacción oleaje-corriente, los cambios en las características de los sedimentos (distribución del tamaño de grano, velocidad de sedimentación), la formación de zonas de turbidez y su papel en la retención de sedimentos. Así como la presencia de obras de ingeniería que influyen significativamente en la dirección de los flujos y pueden modificar su magnitud (Dyer, 1986, 1997). Durante los últimos años, el estudio de las condiciones hidrodinámicas y sedimentarias en estuarios se ha desarrollado primariamente mediante la recolección y análisis de información instrumental, y posteriormente, en procesos de largo plazo, por medio de la implementación de modelos numéricos calibrados (e.g. Warner *et al.*, 2005; Kim y Park, 2012; Wu *et al.*, 2012). El análisis de información instrumental permite identificar, describir y formular hipótesis más precisas sobre los procesos hidro-sedimentarios en este tipo de sistemas; y posteriormente, la implementación de modelos

numéricos permite refinar y detallar este conocimiento. Los modelos de dos dimensiones integrados en la vertical (*2D depth averaged*) tienen aplicación limitada en cuanto no describen adecuadamente aquellos casos en los que los gradientes de densidad son significativos, como en los sistemas estratificados. Por lo tanto, los modelos numéricos con dominio espacial en tres dimensiones (3D) se han utilizado con éxito para simular la distribución y variación del transporte de sedimentos en suspensión, y evaluar de manera detallada los procesos que controlan la dinámica sedimentaria en sistemas estuarinos/deltaicos (e.g. [Chen y Wang, 2008](#); [Nguyen et al., 2009](#)).

En síntesis, describir, interpretar y predecir el transporte de sedimentos en suspensión en estuarios es de gran importancia práctica, considerando sus efectos sobre la estabilidad morfológica de los cauces, desembocaduras y zonas costeras adyacentes, los flujos y dispersión de material particulado y sustancias biogeoquímicas, y la dinámica de ecosistemas. Esta investigación pretende resolver preguntas como las formuladas anteriormente para sistemas pobremente estudiados, mediante una aproximación experimental y analítica. De manera que pueda contribuir al conocimiento detallado de la dinámica sedimentaria en deltas micromareales de alta descarga, y se desarrollen las bases para la implementación de futura un modelo numérico 3D en este delta.

1.2. Marco Teórico y Estado del Arte

1.2.1. Aportes fluviales hacia las zonas estuarinas/costeras

Las descargas fluviales tienen un papel fundamental en el ciclo hidrológico, en la estabilidad termodinámica de los océanos, y en los ciclos bio-geoquímicos. Por lo tanto, la cuantificación de la magnitud y la variabilidad de estas descargas son elementos fundamentales dentro de la oceanografía costera y de plataforma. En las dos últimas décadas se han reportado cambios dramáticos en los patrones hidrológicos, una alta variabilidad estacional, y una creciente intervención antrópica, en varios de los principales ríos del mundo (e.g. [Huntington, 2006](#); [Pinter et al., 2006](#); [Varis et al., 2012](#); [Walling y Fang, 2003](#)). El caudal de un río puede ser usado como una señal integral de las fluctuaciones anuales o interanuales que se presentan en su cuenca de drenaje. Por consiguiente, los cambios en los caudales han sido analizados frecuentemente para detectar tendencias significativas, identificar los principales componentes oscilatorios de la señal hidrológica, y determinar las relaciones que existen entre los forzadores climáticos y la respuesta hidrológica de una cuenca. En este contexto, el caudal ha sido usado como indicador para identificar y caracterizar los diferentes periodos climáticos (e.g., [Dai et al., 2009](#); [Labat et al., 2004, 2005](#); [Labat, 2008](#); [Milliman et al., 2008](#); [Pasquini y Depetris, 2007](#); [Pekarova et al., 2003](#); [Probst y Tardy, 1987](#); [Walling y Fang, 2003](#)).

En los últimos años, algunos estudios han mostrado resultados contradictorios en relación con los incrementos o descensos en los caudales. Sin embargo, existen algunos acuerdos con respecto a los principales componentes oscilatorios que controlan las fluctuaciones del caudal. Basados en el análisis de series de tiempo de 50 grandes ríos distribuidos en todo el mundo, [Probst y Tardy \(1987\)](#) observaron que durante la primera parte del último siglo, Europa y Asia estuvieron afectadas por un régimen húmedo dominante. Por el contrario, África, Norteamérica y Suramérica, estuvieron expuestas a este régimen húmedo a lo largo de la segunda parte del siglo XX. Además, concluyeron que en una región relativamente pequeña, las fluctuaciones del caudal generalmente son sincrónicas y están estrechamente relacionadas con las oscilaciones de presión

de diferentes escalas (Probst y Tardy, 1987). De acuerdo con Pekarova *et al.* (2003), no hay evidencia de la existencia de tendencias significativas (crecientes o decrecientes) en el caudal anual de 24 de los mayores ríos del mundo, pero en estos ríos se presenta una alternancia de periodos húmedos y secos, así como la ocurrencia de ciclos extremos de altos-bajos caudales aproximadamente cada 3.6, 7, 13-14, 20-22 y 28-32 años. Además, Pekarova *et al.* (2003) identificaron que estos cambios hidrológicos presentaban un control geográfico, por lo que los diferentes ciclos extremos no ocurren simultáneamente alrededor del mundo. Milliman *et al.* (2008) indicaron que el caudal acumulado de 137 ríos, representativos de todas las regiones del planeta, permaneció prácticamente constante entre 1951 y 2000, ofreciendo poco soporte a las hipótesis que indican una intensificación del ciclo hidrológico. Sin embargo, los autores notaron cambios significativos en algunos ríos y a escala regional. Por ejemplo, el caudal de los grandes ríos de Suramérica (Amazonas, Orinoco y Magdalena) permaneció relativamente constante, con la notable excepción del Río Paraná, cuyos caudales aumentaron en un 45% entre 1950 y 2000. Por el contrario, en la mayoría de los ríos que drenan hacia el Mar Mediterráneo y el Océano Índico el caudal descendió de manera considerable (Milliman *et al.*, 2008). Walling y Fang (2003) analizaron datos de caudal en 145 ríos de orden mayor alrededor del mundo, encontrando que cerca del 30% de estos ríos muestran un descenso significativo de sus caudales.

Hasta ahora, el caudal de los principales ríos de Suramérica ha sido analizado para identificar tendencias históricas, patrones hidrológicos de escala regional, ciclos de variabilidad, o su relación con patrones climáticos (i.e. Amarasekera *et al.*, 1997; García y Mechoso, 2005; Genta *et al.*, 1998; Labat *et al.*, 2005; Pasquini y Depetris, 2007; Robertson y Mechoso, 1998; Restrepo y Kjerfve, 2000). Amarasekera *et al.* (1997) identificó una débil correlación entre las anomalías de la temperatura superficial del Océano Pacífico y el caudal anual del río Amazonas, con el ENSO (El Niño – *Southern Oscillation*) explicando menos del 10% de la variabilidad anual del caudal. Por el contrario, el análisis espectral *Wavelet* del caudal anual del río Amazonas resaltó una oscilación de 3-6 años, similar al principal modo de variabilidad del ENSO, y una coherencia cuasi-permanente de dos años entre el Índice de Oscilación del Sur (SOI, *Southern Oscillation Index*) y el caudal del río Amazonas (Labat *et al.*, 2005). Un análisis de los datos hidrológicos (1930 - 2000) de los principales ríos del suroriente de Suramérica también mostró tendencias históricas opuestas. La cuenca del río Paraná experimentó un incremento sostenido de sus caudales durante la segunda mitad del último siglo, mientras que la cuenca de la Patagonia (Argentina – Chile) presentó un marcado descenso de sus caudales (Genta *et al.*, 1998; Pasquini y Depetris, 2007; Robertson y Mechoso, 1998). El análisis espectral de estas series de tiempo indicó que el ENSO y las anomalías de presión sobre el Océano Atlántico Sur controlan los cambios y las oscilaciones del régimen hidrológico en el suroriente de Suramérica (Pasquini y Depetris, 2007). Se ha demostrado como los aportes fluviales están influenciados por señales y oscilaciones climáticas de meso – escala, por ejemplo el ENSO, la NAO (*North Atlantic Oscillation*), la PDO (*Pacific Decadal Oscillation*), otras oscilaciones atmosféricas, así como también por la radiación solar y las perturbaciones antrópicas del ciclo hidrológico (Amarasekera *et al.*, 1997; Mesa *et al.*, 1997; Pekarova *et al.*, 2003). En las zonas tropicales la variabilidad en los aportes fluviales presenta un comportamiento estacional muy acentuado, caracterizado generalmente por factores entre 5 - 10 cuando se comparan los meses de bajas y altas descargas. La variabilidad interanual asociada al fenómeno ENSO puede ser de igual magnitud, con un factor de 2 - 4 cuando se evalúan los caudales anuales mínimos y máximos (Restrepo y Kjerfve, 2004).

La variabilidad del caudal tiene un efecto directo en la morfodinámica litoral y en los procesos de circulación costera, como se ha mostrado en los ríos del Caribe colombiano, ejerciendo un control significativo en los procesos estuarinos y costeros a escala regional (Restrepo y Kjerfve, 2004; Restrepo y López, 2008). Basados en el análisis estadístico de datos anuales de caudal y anomalías del SOI, se ha estimado que el ENSO podría ser responsable de hasta el 65% de la variabilidad interanual del caudal en ríos como el Magdalena, Cauca, Cesar, Ranchería, y Sinú (Gutiérrez y Dracup, 2001; Mesa *et al.*, 1997; Restrepo y Kjerfve, 2000). Sin embargo, hasta ahora, para los ríos que drenan la planicie Caribe colombiana solo existe información dispersa sobre sus cambios hidrológicos recientes, otros periodos de oscilación y su relación con forzadores climáticos conocidos, así como de la correspondiente respuesta hidrológica producida por dichos cambios. ¿Considerando la dinámica de circulación atmosférica/masas de aire y la configuración de las cuencas hidrográficas (i.e. *buffering capacity*), cuáles son las escalas de tiempo dominantes en la señal hidrológica de estos ríos?, ¿existen patrones regionales del cambio hidrológico, especialmente durante las últimas décadas?, ¿cuán importante es la co-ocurrencia de oscilaciones de diferentes períodos para generar eventos extremos? La falta de información sobre estos temas ha obstaculizado la aplicación efectiva de planes de gestión de los recursos hídricos orientados hacia la prevención o mitigación de los efectos adversos de eventos hidrológicos. En los últimos años, estos planes han adquirido gran importancia debido a un aumento en el número, duración e intensidad de los fenómenos hidrológicos, tales como inundaciones y sequías (Hoyos *et al.*, 2013).

1.2.2. Procesos sedimentarios en estuarios/deltas micro-mareales

Los principales mecanismos de transporte en un delta dependen fundamentalmente del tipo de estuario (i.e. altamente estratificado, parcialmente mezclado, bien mezclado), la magnitud y variabilidad de las descargas fluviales, las características de los procesos mareales (i.e. rango, circulación residual, efectos de fricción), las características del sedimento (i.e. floculación, velocidad de sedimentación), la ocurrencia de zonas de máxima turbidez, y la eficiencia en la retención de sedimentos (*sediment trapping*) (e.g. Krone, 1978; Dyer 1986, 1995; Nichols y Biggs, 1985; Partheniades, 2009). Generalmente, los estuarios altamente estratificados se desarrollan en zonas de dominio micro-mareal, en donde la capa fluvial de agua, de menor densidad, fluye sobre la capa marina, de mayor densidad. Estas condiciones de estratificación promueven la formación de una cuña salina que penetra a lo largo del canal estuarino/deltaico, y cuya posición, extensión, y características dependen de la magnitud y variaciones del caudal, de las condiciones de mezcla, y la circulación residual (Dyer, 1997). Como resultado de los marcados gradientes de salinidad y densidad que existen en estos sistemas, se forman haloclinas y picnoclinas muy estables que inhiben la mezcla entre las dos masas de agua. Sin embargo, el esfuerzo cortante (*shear stress*) que se genera por la interacción de estos estratos promueve la formación de ondas (Holmboe, Kelvin-Helmholtz, *internal waves*), capaces de generar un flujo ascendente de agua, sal y material particulado conocido como arrastre (*entrainment*).

El proceso de *entrainment* genera condiciones especiales de circulación estuarina. Para garantizar el principio de continuidad, el flujo ascendente arrastrado hacia la capa superior debe ser reemplazado en la capa inferior por un flujo proveniente del océano, que se desplaza a lo largo de la cuña salina. A su vez, y como consecuencia del arrastre de masas de agua desde el estrato inferior, el volumen de la capa superior aumenta y por consiguiente su velocidad debe incrementarse para satisfacer el principio de continuidad (Dyer, 1997). Como resultado, se

produce una asimetría en el perfil vertical de velocidades, con un flujo inferior de baja velocidad dirigido hacia la cabeza del estuario, y uno superior de mayor velocidad dirigido hacia el océano. Este proceso es denominado circulación residual, y puede ser modulado por procesos de arrastre superficial del viento y corrientes inducidas por oleaje (Dyer, 1997). La persistente advección de las corrientes residuales domina el transporte neto y es parcialmente responsable del transporte de largo plazo y de inducir la formación del máximo estuarino de turbidez (*Estuarine Turbidity Maximum – ETM*). Esta última zona exhibe la mayor concentración de sedimentos en suspensión dentro del estuario/delta, y tiene un papel fundamental en la circulación estuarina y en el flujo de sedimentos hacia el océano (Dyer, 1995; Wu *et al.*, 2012). Sin embargo, entre los factores que ayudan a explicar las causas de la sedimentación en canales, usualmente no se considera la influencia de la circulación residual y su efecto sobre el *sediment trapping*, la dinámica de las zonas de máxima turbidez y el flujo de sedimentos (Liu *et al.*, 2011; Purnachandra *et al.*, 2011). El *sediment trapping* y la formación de la zona de máxima turbidez son procesos altamente variables, ya que dependen de la circulación residual y gravitacional, las condiciones de mezcla, y las características del sedimento. La manera en la cual estos procesos interactúan, determina la dinámica del *sediment trapping*, la extensión y estructura de la zona de máxima turbidez, y por lo tanto, el flujo de sedimentos hacia el océano (Dyer, 1986; Prandle, 2009; Liu *et al.*, 2011). La dinámica de la circulación residual define la formación de frentes de convergencia, cuya posición y extensión dependen fundamentalmente de la magnitud del caudal y la fase de marea (Prandle, 2009). En la cabeza de la cuña salina, en el fondo del canal, este frente de convergencia se caracteriza por la ausencia de flujos netos y por presentar bajas salinidades (<5). En este punto, el punto nodal (*null point*), se produce la floculación y el subsecuente *sediment trapping*, como resultado de la advección de sedimento fluvial y marino, la salinidad y las condiciones de turbulencia generadas por el río. Todas estas condiciones propician la formación del máximo estuarino de turbidez (Dyer, 1995).

La mezcla (agua, sal y material particulado) en un sistema estuarino estratificado se desarrolla fundamentalmente por la combinación de la turbulencia generada por los esfuerzos de corte en el fondo y en la haloclina (Dyer, 1997). La magnitud de estos procesos varía de acuerdo con el régimen de marea (rango y fase), las características del canal, las condiciones de estratificación, y el caudal. Las inestabilidades creadas en la haloclina dependen del espesor de las capas estratificadas y de la posición relativa de los gradientes de densidad. En consecuencia, en esta interfase se presentan diferentes perturbaciones (*Holmboe*, *Kelvin-Helmholtz*, *internal waves*) y condiciones de mezcla (Dyer, 1995; Prandle, 2009). La principal distinción entre estas condiciones se ha efectuado mediante un indicador conocido como el número de Richardson por capas (*Layered Richardson Number*) (R_L) (Dyer, 1997). El cálculo de R_L permite una estimación cualitativa de la intensidad de la mezcla frente a las variaciones del caudal y la marea, permitiendo distinguir entre una columna de agua estable en donde la turbulencia de fondo no es efectiva para generar mezcla ($R_L > 20$), y una columna de agua inestable en donde la turbulencia generada por la fricción con el fondo es el mecanismo fundamental de mezcla ($R_L < 2$) (Dyer, 1997).

Por su parte, la fricción de fondo puede modificar el perfil vertical de velocidad y generar turbulencia como resultado de la interacción con las formas del lecho. En consecuencia, la energía disponible para la mezcla turbulenta es derivada de la disipación de energía cinética que se genera por la interacción del fluido con el fondo. La ecuación de *Karman Prandtl* ha sido utilizada para estimar el esfuerzo cortante en el lecho (*bed shear stress*) (Dyer, 1997). La

variabilidad temporal de estos procesos es un elemento central dentro de los análisis de dinámica sedimentaria (Dyer, 1997; Kitheka *et al.*, 2005; Capo *et al.*, 2009; Prandle, 2009).

La floculación se presenta entre sedimentos cohesivos (fracción de limos y arcillas) como resultado de su carga iónica, las características del fluido (pH) y la interacción con elementos orgánicos (Partheniades, 2009). Se ha estimado que el potencial de floculación de una partícula incrementa principalmente cuando aumenta la concentración de sedimentos. Pero también está determinado por las condiciones de mezcla, el asentamiento diferencial de partículas (*hindering*) y la salinidad (Dyer, 1995). El asentamiento diferencial tiene mayor relevancia cuando la magnitud de las corrientes es relativamente baja; en condiciones contrarias, el grado de floculación depende fundamentalmente de la turbulencia (i.e. *shear stress*). Sin embargo, la turbulencia puede promover la agregación de partículas y formación de agregados (*flocs*), pero también puede inhibir su formación cuando se presentan altos niveles de turbulencia (Partheniades, 2009). Como resultado de la advección y el cambio en los gradientes de concentración, es difícil observar directamente los procesos de floculación y de formación/rompimiento de *flocs* (Dyer, 1995).

Diversos autores han resaltado el marcado control del régimen fluvial en los estuarios tropicales, particularmente en aquellos de dominio micro-mareal (e.g. Bryce *et al.*, 1998; Wolanski *et al.*, 1998; Kitheka *et al.*, 2005b). Las variaciones de caudal afectan el régimen de salinidad y circulación gravitacional que se presenta en las partes más profundas del canal, y en consecuencia repercuten sobre los ciclos de resuspensión/transporte/depositación de sedimentos. Durante eventos fluviales de baja frecuencia el transporte de sedimento en suspensión generalmente es alto, lo que produce un cambio en los patrones de transporte y depositación dentro del sistema estuarino. Este gran volumen de caudal puede expulsar la cuña salina hacia la desembocadura y permitir el escape de sedimento hacia la plataforma continental. Sin embargo, la capacidad del caudal para expulsar la cuña salina, está relacionada con la morfología del sistema estuarino (i.e. sección de flujo, profundidad). En grandes estuarios, cuando la intrusión salina no es expulsada hacia la desembocadura, la sedimentación en el estuario aumenta en proporción directa con los aportes fluviales, y como resultado de la interacción con los procesos de formación de la zona de máxima turbidez y *sediment trapping* (Prandle, 2009). Por lo tanto, en este tipo de sistemas las descargas fluviales constituyen un mecanismo fundamental en regulación de la depositación y el transporte de sedimentos desde estuarios hacia la plataforma continental. Considerando que numerosos estudios han detectado cambios en el transporte fluvial de sedimentos (e.g. Walling, 2009; Yang *et al.*, 2002; Sivitsky y Saito, 2007; Milliman *et al.*, 2008), y en consecuencia en el flujo de estos hacia las zonas estuarinas/costeras, la magnitud de los aportes fluviales debe ser permanentemente reevaluada para lograr un mejor entendimiento de la transferencia de sedimentos hacia los océanos.

Las variaciones en las características de una cuenca de drenaje (i.e. cambios en los patrones de precipitación, variaciones hidrológicas, construcción de embalses, extracción de agua, cambios en el uso del suelo, deforestación) han sido asociadas con cambios significativos en los aportes fluviales (agua y transporte de sedimentos), los cuales a su vez conducen a la alteración de los procesos sedimentarios que se experimentan en un delta/estuario (e.g. Chen *et al.*, 2001; Yang *et al.*, 2002; Chen *et al.*, 2005; Zhang *et al.*, 2008; Gao *et al.*, 2011). Por ejemplo, la presa Aswan (Egipto) atrapa más del 90% de los sedimentos que eran transportados anteriormente hacia el Mar Mediterráneo por el río Nilo, originando un incremento en las tasas de erosión ($>10 \text{ m a}^{-1}$) en dos promontorios activos (Fanous, 1995; Stanley y Warney, 1998). Una

reducción significativa en las tasas de precipitación y una serie de actividades antrópicas, que involucran principalmente la construcción de grandes embalses y la ejecución de prácticas de conservación de suelos en la cuenca del río Huanghe (China), condujeron al descenso substancial (~90%) en las descargas de agua y sedimento a la bahía de Bohai durante los últimos 50 años (Fan y Huang, 2005; Wang *et al.*, 2006, 2007, 2010). Como respuesta a estos cambios, el delta del río Huanghe ha experimentado una serie de ajustes morfológicos que incluyen el estrechamiento y abandono de los distributarios activos, la posterior formación de nuevas bocas en el delta, y cambios significativos en la línea de costa (Xu, 2002; Wang *et al.*, 2007). Existen otros ejemplos que documentan los ajustes y respuestas de los sistemas deltaicos/estuarinos frente a los cambios en los aportes fluviales. Estos mecanismos incluyen variaciones en los patrones de dispersión de sedimentos, migraciones de la zona de máxima turbidez, cambios en el índice de retención de sedimentos en el delta subacuoso, formación y migración de bajos y barras, así como la modificación de los procesos de subsidencia/hundimiento (e.g. Li *et al.*, 1998; van der Wal *et al.*, 2002; Xu, 2002; Yang *et al.*, 2003; Lane, 2004; Fan y Huang, 2005; Maillet *et al.*, 2006; Syvitski y Saito, 2007; Zhang *et al.*, 2008; Wang *et al.*, 2010; Gao *et al.*, 2011). Sin embargo, los mecanismos de respuesta morfológica de los deltas/estuarios frente a los cambios físicos experimentados en las áreas de drenaje, no se han establecido y entendido por completo (e.g. Syvitski y Saito, 2007; Wang *et al.*, 2010; Gao *et al.*, 2011). Este es especialmente el caso de ríos caracterizados por intervenciones antropogénicas severas y, por tanto, por cambios ambientales significativos (Syvitski y Saito, 2007).

1.2.3. Mediciones experimentales en estuarios/deltas - concentración de sedimentos en suspensión.

Las mediciones experimentales de concentración y transporte de sedimentos en deltas han permitido establecer relaciones entre la concentración de sedimentos en suspensión y los flujos de marea, identificar la formación y características de las zonas de máxima turbidez, establecer los mecanismos de variabilidad temporal del transporte de sedimentos, entre otros procesos (i.e. Jones y Jago, 1994; Algan *et al.*, 1999; Alvarez y Jones, 2001; Chen *et al.*, 2001; Tattersall *et al.*, 2003; Chen *et al.*, 2006). La obtención de datos experimentales se ha centrado en la recolección simultánea de información sobre nivel del mar, magnitud y dirección del viento, salinidad, temperatura, magnitud y dirección de corrientes, tamaño de grano y concentración de sedimentos en suspensión en la columna de agua (e.g. Patchineelam y Kjerfve, 2004; Uncless, 2006; Sepúlveda *et al.*, 2004; Yuan *et al.*, 2008; Dikman *et al.*, 2011; Pepenmeier *et al.*, 2014). En consecuencia, es habitual efectuar perfiles longitudinales y transversales de salinidad y temperatura (CTD – *Conductivity, Temperature and Depth profiler*), tamaño de grano en la columna de agua (botellas Niskin y LISST – *Laser In-Situ Scattering Transmissometer*) concentración de sedimentos en suspensión y turbidez (turbidímetros y OBS – *Optical Back Scattering devices*), y corrientes (correntómetros ADCP – *Acoustic Doppler Current Profiler*) en la zona de influencia mareal y de la pluma de turbidez. Estas mediciones usualmente cubren ciclos mareales completos (repeticiones), en estaciones de monitoreo con una separación hasta de 1.0 km en tramos fluviales y de 2.5 km. en el sector estuarino/deltaico. Las mediciones deben efectuarse en secciones de morfología conocida (e.g. Kitheka *et al.*, 2005; Escobar, 2007; Liu *et al.*, 2011). Además, las muestras de agua de la columna de agua son utilizadas para determinar las concentraciones de sedimentos en suspensión (por filtrado y gravimetría) y efectuar la calibración de otros instrumentos, como turbidímetros y OBS (e.g. Orton y Kleeke, 2001). Aun

cuando el número de monitoreos está definido por los objetivos específicos de cada investigación, así como por restricciones logísticas, usualmente se desarrollan muestreos en diferentes épocas climáticas, generalmente en época húmeda y seca, durante condiciones de sicigia y cuadratura (e.g. Hossain *et al.*, 2004; Patchineelam y Kjerfve, 2004; Dikman *et al.*, 2011; Purnachandra *et al.*, 2011). Un método alternativo de monitoreo consiste en la ubicación en el fondo del canal de un sistema de medición conformado por un correntómetro, un sensor de presión y un OBS para obtener información durante un periodo de mayor extensión (e.g. Lawler, *et al.*, 2003; Sepulveda *et al.*, 2004; Liu *et al.*, 2011).

El procesamiento analítico de esta información experimental permite estimar los gradientes longitudinales y verticales de salinidad, temperatura, y concentración de sedimento en suspensión, la magnitud de flujos netos de masas de agua y sedimentos (Ec. 1.1 – 1.5), la magnitud del *shear velocity*, *shear bottom stress* (Ec. 1.6), y las condiciones de mezcla (Ec. 1.7), entre otros (Dyer, 1997; Partheniades, 2009; Prandle, 2009). Los datos de velocidad de corrientes, nivel del mar y morfología de la sección pueden ser usados para calcular la descarga neta por unidad-ancho de sección transversal ($\text{m}^3 \text{s}^{-1}$),

$$\langle Q \rangle = \frac{1}{T} \int_0^T \overline{V(t) d(t)} dt \quad (\text{Ec. 1.1})$$

donde $d(t)$ es el cambio de la profundidad en el tiempo; $V(t)$ es el cambio en la velocidad en el tiempo, promediada en la vertical y normal a la sección de flujo; y T corresponde a la unidad temporal de medición (Kjerfve, 1979). Con m estaciones en una sección transversal, los m estimados de $\langle Q \rangle$ son integrados numéricamente para obtener la descarga total ($\text{m}^3 \text{s}^{-1}$) a lo largo de la sección,

$$\langle Q_T \rangle = \sum_{i=1}^m W_i \langle Q \rangle_i \quad (\text{Ec. 1.2})$$

donde W_i es el ancho de sección en el cual $\langle Q \rangle$ ha sido asumido como representativo (Kjerfve, 1979). De manera similar, el flujo neto de sedimentos por unidad-ancho de sección transversal ($\text{kg m}^{-1} \text{s}^{-1}$) puede calcularse como,

$$\langle F \rangle = \frac{1}{T} \int_0^T \overline{\rho(t) c(t) V(t) d(t)} dt \quad (\text{Ec. 1.3})$$

donde $c(t)$ es el cambio en el tiempo de la concentración total de sedimentos en suspensión; $\rho(t)$ es el cambio en el tiempo de la densidad del agua; $V(t)$ es el cambio en la velocidad en el tiempo, promediada en la vertical y normal a la sección de flujo (Kjerfve, 1979): Con m estaciones en

una sección transversal, los m estimados de $\langle F \rangle$ son integrados numéricamente para obtener la flujo total (kg s^{-1}) a lo largo de la sección,

$$\langle F_T \rangle = \sum_{i=1}^n W_i \langle F \rangle_i \quad (\text{Ec. 1.4})$$

donde W_i es el ancho de sección en el cual $\langle F \rangle$ ha sido asumido como representativo (Kjerfve, 1979). Los perfiles verticales de salinidad, temperatura y concentración de sedimentos en suspensión permiten ajustar estas ecuaciones (Ec. 1.3 y 1.4) (e.g. Kitheka *et al.*, 2005). Los flujos estuarinos de sedimento también pueden calcularse en una sección transversal a partir de la integración de corrientes (Q) y concentración de sedimentos en suspensión (C), en un intervalo de tiempo específico,

$$\Phi = \int_{t1}^{t2} C(t)Q(t)\delta t \quad (\text{Ec. 1.5})$$

en donde los valores positivos corresponden a flujos de sedimentos que salen del estuario, mientras que los negativos implican entrada de flujos hacia el estuario. La diferencia entre estos valores determina el flujo neto de sedimentos en el estuario (Kjerfve, 1979; Kitheka *et al.*, 2005). El perfil de velocidad en la capa estratificada cercana al fondo se puede ajustar de la siguiente forma,

$$\begin{aligned} \frac{u}{u^*} &= \frac{1}{k} \ln \frac{z}{z_0} \\ u^* &= \sqrt{\frac{\tau_o}{\rho}} \end{aligned} \quad (\text{Ec. 1.6})$$

en donde u^* es la velocidad de corte (m s^{-1}), z_o es la longitud de la rugosidad (m), la cual se relaciona con la rugosidad hidrodinámica del fondo, y k es la constante adimensional de von Karman, τ_o es el esfuerzo cortante de fondo (N m^{-2}). La **Ecuación 1.6**, conocida como la ecuación de *von Karman-Prandtl*, se considera válida para flujos homogéneos sobre fondos ligeramente planos y ha sido utilizada para calcular el esfuerzo cortante de fondo a partir de datos de perfiles verticales de velocidad (Dyer, 1995,1997; Prandle, 2009). En cuanto a las condiciones de mezcla, el *layered Richardson Number* (R_L) usualmente es calculado para determinar el grado de mezcla en un estuario,

$$R_L = \frac{gh(\rho_b - \rho_s)}{U^2 \rho_o} \quad (\text{Ec. 1.7})$$

donde U es la velocidad promedio integrada en la vertical (m s^{-1}), ρ_o la densidad promediada en profundidad (kg m^{-3}), h es la profundidad de la lamina de agua, $(\rho_b - \rho_s)$ es la diferencia de densidades entre la capa superficial y la capa de fondo (kg m^{-3}), y g la aceleración debida a la gravedad. (Dyer, 1997; Kitheka *et al.*, 2005). El cálculo de R_L permite una estimación cualitativa de la intensidad de la mezcla frente a las variaciones del caudal y la marea. Se ha considerado que cuando $R_L > 20$ la columna de agua es estable y se considera que la turbulencia de fondo no es efectiva para generar mezcla, cuando $2 < R_L < 20$ la mezcla se hace cada vez más activa, y si $R_L < 2$ la turbulencia generada por la fricción con el fondo es el mecanismo fundamental de mezcla (Dyer, 1997).

1.2.4. Dinámica sedimentaria: estudio de los sistemas estuarinos/deltaicos en Colombia

En Colombia la estimación del transporte de sedimentos en zonas deltaicas, así como el estudio de los procesos que lo controlan, han sido incipientes. Se destaca la cuantificación del transporte de sedimentos en los principales sistemas fluviales del país (Restrepo y Kjerfve, 2000, 2004) y la construcción de modelos de evolución morfodinámica en los principales deltas de Colombia (Restrepo y López, 2008; Restrepo *et al.* 2009). Estos trabajos indicaron que los deltas localizados en el Pacífico colombiano pueden clasificarse como de dominio mareal, aunque exhiben algunas características típicas de deltas dominados por el oleaje, como la presencia de barreras y cordones litorales. Por su parte, los deltas de los ríos Magdalena, Sinú, y en menor grado Atrato, pueden clasificarse como dominados por el oleaje (Restrepo y López, 2008). Los aportes fluviales de los ríos San Juan, Patía, Mira, Atrato, Sinú, y Magdalena, que de manera conjunta ascienden a $436 \text{ km}^3 \text{ a}^{-1}$ de agua y $191 \times 10^6 \text{ t a}^{-1}$ de sedimentos en suspensión (Restrepo y Kjerfve, 2004), juegan un papel fundamental en la morfología de estos deltas. De acuerdo con Restrepo y López (2008) el área de estos deltas puede ser estimada como una función del caudal promedio y el ancho de la sección de banca llena del río. Esta relación destaca la importancia de los aportes fluviales en la progradación y arquitectura de los deltas colombianos, a pesar de la ocurrencia de procesos destructivos como subsidencia y tectonismo (Restrepo y López, 2008).

La mayoría de estudios adelantados en los sistemas deltaicos/estuarinos de Colombia se han apoyado en herramientas de modelamiento numérica para describir e interpretar los procesos de dinámica estuarina (e.g. Lonin, 2002; Lonin *et al.*, 2004; Restrepo *et al.*, 2009; Gómez *et al.*, 2009; Álvarez-Silva, 2012; Gómez-García *et al.*, 2014). Por ejemplo, se han adelantado estudios de este tipo en el delta del río Mira (Otero y Restrepo, 2008; Restrepo *et al.*, 2009), el Golfo de Urabá (Álvarez-Silva, 2012), la isla de Gorgona (Gómez-García *et al.*, 2014) y en el Canal del Dique (Lonin, 2002; Lonin *et al.*, 2004, Gómez *et al.*, 2009). Particularmente, en cuanto a los procesos de dinámica sedimentaria, Lonin (1997) empleó un modelo numérico para estimar el efecto del aporte de sedimento en suspensión del Canal del Dique sobre las bahías de Cartagena y Barbacoas. Recientemente, Gómez *et al.* (2009) implementaron un modelo de circulación en la bahía de Barbacoas, en el que simulaban los efectos de diferentes forzadores climáticos y oceanográficos sobre los patrones de transporte de los sedimentos en suspensión mediante trazadores inertes. Sin embargo, estos últimos trabajos presentan algunas limitantes relacionadas

fundamentalmente con el número de datos instrumentales utilizados en la estimación de los parámetros de funcionamiento de los modelos hidro-sedimentarios (i.e. rugosidad del fondo, velocidad de corte, variación del tamaño de grano en la columna de agua, floculación), así como en su calibración (i.e. concentración de sedimentos en suspensión).

En el caso del delta del río Magdalena, el estudio de su dinámica sedimentaria se ha concentrado en la implementación de modelos hidrodinámicos con un enfoque ingenieril (e.g. NEDECO, 1973), a la cuantificación de su descarga fluvial (1975 – 1995) (Restrepo y Kjerfve, 2000; 2004), a la interpretación de los procesos geológicos que se presentan en el abanico deltaico del Magdalena (Heezen, 1956; Heezen y Muñoz, 1956; Kolla y Buffler, 1984, 1985; Estrada *et al.*, 2005; Romero-Otero *et al.*, 2010), y a la interpretación de los rasgos geomorfológicos de la llanura deltaica en función de los procesos marinos dominantes (Raasveldt y Tomic, 1957; Bernal, 1996). Se ha establecido que el río Magdalena tiene la mayor tasa de producción de sedimentos ($560 \text{ t km}^2 \text{ a}^{-1}$) entre todos los ríos de medio a gran tamaño de la costa este de Suramérica (Restrepo y Kjerfve, 2000). De acuerdo con Restrepo y Kjerfve (2004) el transporte de sedimentos del río presenta una buena correlación ($R^2 = 0.54$) con el fenómeno El Niño-Oscilación del Sur (ENSO), alcanzando valores hasta de $1600 \times 10^3 \text{ t d}^{-1}$ durante La Niña. No obstante, no se ha establecido claramente el recorrido de estos sedimentos a lo largo del sistema fluvial-deltaico-oceánico, ni su interacción con los procesos deltaicos/estuarinos y de plataforma. En esta última zona, los procesos de movimientos en masa y los flujos de turbiditas parecen tener un efecto determinante en la removilización de estos sedimentos, y por consiguiente sobre la morfología y arquitectura del abanico aluvial (Ercilla *et al.*, 2002a, 2002b; Estrada *et al.*, 2005; Romero-Otero *et al.*, 2010). Desde 1986 el Laboratorio Hidráulico de Las Flores (Cormagdalena) ha venido adelantando mediciones de corrientes, perfiles batimétricos, nivel de la lámina de agua, tamaño de grano, y concentración de sedimentos en suspensión entre la desembocadura y los últimos 20 km del río, con el fin de monitorear las condiciones de navegación y de estabilidad del canal navegable. Aun cuando estas mediciones tienen un carácter periódico, son de tipo puntual e instantáneo, por lo que no tienen gran utilidad para identificar y caracterizar procesos estuarinos (Kjerfve, 1979; Dyer, 1995; Prandle, 2009). En síntesis, pese a los avances alcanzados sobre el conocimiento de la dinámica sedimentaria del río Magdalena, aun persisten interrogantes relacionados con los factores y procesos específicos que controlan esta dinámica al interior del delta, así como sobre su variabilidad.

1.3. Objetivos e Hipótesis

1.3.1. Objetivo general

Cuantificar la variabilidad de los aportes fluviales y examinar los mecanismos fundamentales que controlan los procesos sedimentarios en un delta tropical de alta descarga de dominio micro-mareal (R. Magdalena), y evaluar la dinámica de estos procesos bajo diferentes condiciones de los forzadores. Por lo tanto, esta investigación estará centrada en las siguientes temáticas: (1) aportes fluviales hacia las zonas deltaicas/costeras, (2) procesos hidrodinámicos – sedimentarios en deltas micro-mareales de alta descarga, y (3) variabilidad estacional de estos procesos.

1.3.2. Objetivos específicos

Particularmente, se abordarán los siguientes objetivos específicos:

- 1) Detectar los cambios recientes, las tendencias y periodicidades en la descarga fluvial del río Magdalena; así como explorar y discutir las posibles causas naturales que han incidido en estos patrones.
- 2) Identificar y proporcionar mayor claridad sobre los procesos físicos que controlan la resuspensión, “*entrainment*”, el transporte y la depositación de material sedimentario en suspensión (dinámica sedimentaria) a lo largo de la desembocadura del río Magdalena (sistema delta – tipo).
- 3) Analizar los efectos de la estratificación vertical en los procesos de mezcla (*internal mixing*, “*bottom shear velocity*”), circulación residual, “*sediment trapping*” y transporte de sedimento.
- 4) Investigar los cambios en la posición y la forma del gradiente longitudinal/vertical de la concentración de sedimentos en suspensión, a medida que parámetros como la estructura salina y el caudal varían.

1.3.3. Hipótesis

Teniendo en cuenta el planteamiento del problema, el marco teórico, y los objetivos planteados, se han formulado las siguientes hipótesis con el fin de orientar el desarrollo de este trabajo de investigación:

- 1) Los aportes fluviales del río han presentado un incremento significativo durante los últimos 40 años, el cual ha sido particularmente marcado (más intenso) durante la última década. El análisis de series hidrológicas con una extensión de 40 años permitirá identificar la presencia de oscilaciones de baja frecuencia (~9-12 años), diferentes a las del fenómeno ENSO, las cuales no habían sido exploradas en profundidad en el litoral Caribe colombiano. De acuerdo con lo señalado por estudios similares en otras cuencas tropicales, estas oscilaciones de baja frecuencia han tenido un efecto discernible y cuantificable sobre los eventos extremos de aporte fluvial que se han presentado durante los últimos niños.
- 2) La circulación residual es el proceso fundamental en la definición del transporte de sedimentos en suspensión en el sistema; a su vez, éste depende principalmente de la interacción entre el caudal y los gradientes de salinidad. En condiciones de alta descarga la estratificación es bastante limitada y por consiguiente la circulación residual define un flujo neto de sedimentos hacia el océano. En estas condiciones los procesos de sedimentación se presentan esencialmente en el prodelta (floculación y pérdida de momento del flujo), los procesos de *entrainment* y *sediment trapping* tienen baja incidencia en el régimen de transporte de sedimento, y el máximo estuarino de turbidez también se localiza en el prodelta. En condiciones de media/baja descarga el nivel de estratificación aumenta, haciendo relevantes los procesos *entrainment* y *sediment trapping* a lo largo del canal; si además se presentan condiciones de alta energía marina (rango mareal, altura significativa del oleaje, periodo pico), se generan condiciones propicias para la difusión turbulenta desde

la capa de fondo, una zona activa y definida de máximo estuarino de turbidez, y ciclos de resuspensión/sedimentación a lo largo de los tramos finales de la desembocadura.

- 3) Los cambios en las condiciones y tasas de transporte de sedimento en suspensión durante las diferentes fases de la marea no son significativos. Los cambios de mayor importancia se producen a escala estacional y dependen fundamentalmente del caudal. En condiciones de alta descarga fluvial, el gran aporte de agua desplaza las celdas de circulación hacia el océano, muy cerca de la desembocadura, y permite el escape de sedimentos a océano. En consecuencia, los procesos de *entrainment* y *sediment trapping* son significativamente menos importantes que la advección de sedimentos en suspensión en las capas intermedias y superficiales de flujo.
- 4) Los efectos combinados producidos por la intervención antrópica y el cambio en los patrones hidrológicos de la cuenca del río Magdalena podrían modificar el régimen de transporte de sedimentos, generando a su vez cambios en las tasas de acreción/erosión y en los patrones de evolución morfológica en la desembocadura y el delta subacuoso.

2. Área de Estudio

2.1. Caribe Colombiano y Río Magdalena: Contexto Físico General

La planicie Caribe colombiana está localizada en la región más septentrional de Suramérica. Se extiende desde la selva tropical del *Darién*, en la frontera Colombo-Panameña, hasta la *Península de La Guajira* en el este y las estribaciones de la *Cordillera de los Andes* en el sur (**Figura 2.1**). Los esfuerzos de compresión generados por las colisiones entre las placas de Suramérica y Nazca, el arco volcánico de Panamá, y el segmento occidental de la placa oceánica del Caribe promueven fracturas dentro de la corteza continental. A su vez, estas fracturas dan lugar a movimientos masivos de bloques en los planos horizontal y vertical. Como resultado de esta dinámica, los bloques de la corteza de Suramérica emergen y se desplazan horizontalmente a lo largo de las principales fallas inversas y de desgarre, conformando así las serranías del Bloque Norte de los Andes (Kellog, 1984). En consecuencia, la planicie Caribe colombiana está conformada por extensas planicies con alturas inferiores a 100 m, serranías y mesetas con alturas entre 200 y 1000 m en el suroeste (*Serranías de Abibe, San Jerónimo y Ayapel*) y noreste (*Serranía de Macuira*), y una de las montañas costeras más altas del mundo, la *Sierra Nevada de Santa Marta*, con alturas hasta de 5000 m (**Figura 2.1**). Las planicies están dominadas por ecosistemas de sabanas utilizados principalmente para la agricultura y el pastoreo. En las planicies y en las mesetas también pueden existir bosques secos/húmedos tropicales dependiendo de las condiciones de temperatura y precipitación. Las zonas montañosas están caracterizadas por una transición progresiva de bosque basal (1000 – 1200 m.s.n.m.) a bosque Andino (1000 – 4000 m.s.n.m.), Páramos (3000 – 4800 m.s.n.m.), y zona de glaciares permanentes (>4700 m.s.n.m.). Esta última se encuentra en la *Sierra Nevada de Santa Marta* (IDEAM, 1998). Para la década de 1990 aproximadamente el 30% de los bosques de la planicie del Caribe habían sido transformados en zonas de cultivos agrícolas y de ganadería extensiva. En consecuencia, esta zona del país había sido señalada como un *hot spot* de deforestación. Sin embargo, se estima que durante los últimos años la tasas de deforestación han disminuido de forma significativa en esta región (Etter *et al.*, 2006).

Los ríos principales que drenan la planicie Caribe colombiana se originan en nacimientos localizados en la *Cordillera de los Andes* (e.g. Sucío, Mulatos, Sinú, Magdalena, entre otros) y la *Sierra Nevada de Santa Marta* (e.g. Aracataca, Fundación, Frío, Palomino, Ranchería, entre otros) (**Figura 2.1**). Los nacimientos de los ríos Sucío, Mulatos y Sinú están localizados en el *Nudo de Paramillo*, donde la *Cordillera Occidental* se bifurca en las *Serranías de Abibe, San Jerónimo y Ayapel*. El río Sucío se dirige hacia el noroeste desde su nacimiento, a una altura de 4800 m, antes de unirse con el río Atrato, en donde gira hacia el norte hasta desembocar en el golfo de *Urabá*. El río Mulatos drena una meseta en la *Serranía de Abibe*, a lo largo de ~115 km en dirección sur-norte, antes de desembocar en el *Mar Caribe*. El río Sinú tiene un área de drenaje de $14.7 \times 10^3 \text{ km}^2$, que comprende una zona con pendientes pronunciadas en su nacimiento, un valle aluvial formado por las *serranías de Abibe y San Jerónimo*, así como una extensa llanura aluvial en la que además existe una compleja red de ciénagas (i.e. sistemas lagunares). El río Sinú tiene una extensión de 415 km desde su nacimiento, a una altura de 3960 m, hasta su desembocadura en el delta de *Tinajones* en el *Mar Caribe*. El río Magdalena

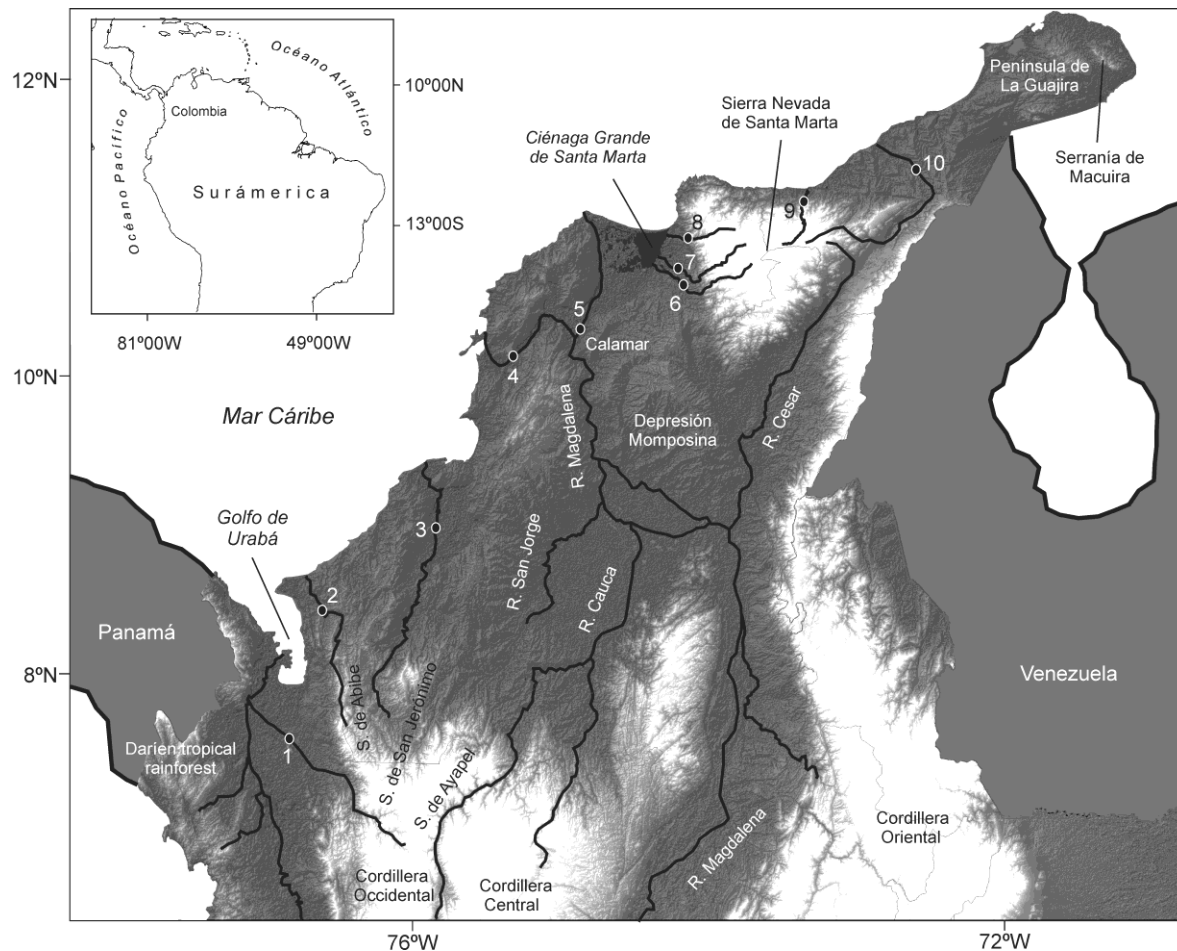


Figura 2.1. (A) Planicie Caribe colombiana en el norte de Suramérica incluyendo sus accidentes geográficos principales, ríos principales y sus respectivas estaciones hidrológicas. 1. Sucío, 2. Mulatos, 3. Sinú, 4. Canal del Dique, 5. Magdalena (Calamar), 6. Fundación, 7. Aracataca, 8. Frío, 9. Palomino, y 10. Ranchería.

constituye el mayor sistema fluvial de la planicie Caribe colombiana con una extensión de 1540 km y un área de drenaje de $257.4 \times 10^3 \text{ km}^2$. Su nacimiento está localizado en la *Cordillera Central* (sur de Colombia, $1^\circ 45' \text{N}$, $76^\circ 30' \text{W}$) a una altura de 3600 m. El río se dirige hacia el norte a lo largo del *Valle del Magdalena*, entre las cordilleras *Central* y *Oriental*, tras abandonar este valle se dirige al oeste y entra en una depresión tectónica activa, conocida como la *Depresión Momposina*. En esta depresión tectónica se han estimado altas tasas ($2.1\text{-}3.0 \text{ mm a}^{-1}$) de depositación de sedimentos (van der Hammen, 1986). En esta zona, el río Magdalena tiene un curso meándrico y recibe los aportes fluviales de los ríos Cesar, Cauca, y San Jorge (Restrepo y Kjerfve, 2004). Una vez cruza la *Depresión Momposina*, el río se dirige hacia el norte hasta Calamar, en donde se forman dos canales distributarios. Uno de los distributarios se dirige hacia el noroeste hasta desembocar en la bahía de Cartagena (*i.e.* Canal del Dique). Mientras que el principal distributario continúa su curso hasta el norte, construyendo el delta del Magdalena en el litoral del *Mar Caribe*. Los ríos que nacen en la *Sierra Nevada de Santa Marta* drenan cuencas montañosas de baja extensión ($< 5000 \text{ km}^2$), caracterizadas por pendientes pronunciadas y planicies de inundación estrechas. Excepto en el caso del río Ranchería, que drena extensas planicies a lo largo de la *Península de la Guajira*. Los ríos Frío, Aracataca y Fundación drenan la vertiente occidental de la *Sierra Nevada de Santa Marta* y desembocan en la *Ciénaga Grande de Santa Marta*. Esta ciénaga tiene una conexión directa con el *Mar Caribe*, localizada en el

extremo oriental de la *barra de Salamanca*. Los ríos Palomino y Ranchería drenan la vertiente oriental de la *Sierra Nevada de Santa Marta*, en sentido suroeste – noreste, y desembocan directamente en el *Mar Caribe* (**Figura 2.1**).

La oscilación meridional de la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT) controla el ciclo hidrológico anual, definiendo dos estaciones húmedas (*i.e.* mayor precipitación) en la planicie Caribe colombiana. La primera estación se extiende desde mayo hasta junio, cuando la ZCIT se está desplazando hacia el norte. La segunda, más intensa, se extiende desde septiembre hasta noviembre, cuando la ZCIT se desplaza hacia el sur. Sin embargo, algunos patrones locales específicos han sido identificados como resultado del efecto de las corrientes de chorro del oeste y del norte (*i.e.* chorros del *Chocó* y *San Andrés*) y los efectos orográficos inducidos por la *Cordillera de los Andes* y la *Sierra Nevada de Santa Marta* (Bernal *et al.*, 2006; Poveda, 2004). Las masas de aire húmedo provenientes del *Océano Pacífico* son transportadas por advección por la corriente de chorro del oeste (*i.e.*, *Chocó Jet*), que las hace ascender rápidamente a lo largo de las vertientes de la *Cordillera Occidental*. Este proceso favorece la convección profunda de estas masas de aire, fortaleciendo los sistemas convectivos de mesoescala, que a su vez, conducen a la ocurrencia de altas tasas de precipitación (Poveda y Mesa, 2004). La interacción entre los vientos Alisios del noreste y los cinturones de baja presión (< 900 hPa) localizados en la latitud 13°N – 14°N, favorece la formación de la corriente de chorro del norte (*i.e.*, el chorro de *San Andrés*). Esta corriente de chorro causa una divergencia de humedad en el noroeste de Suramérica, la cual fortalece el ascenso de masas de aire a lo largo de las vertientes de la *Sierra Nevada de Santa Marta*, pero ocasiona fuertes corrientes superficiales de viento y la baja humedad en la *Península de la Guajira* (Bernal *et al.*, 2006). La temporada húmeda de mayor intensidad coincide con el periodo de mayor magnitud del *Chorro del Chocó*, mientras que la estación seca coincide con la máxima intensidad del *Chorro de San Andrés*. Por consiguiente, el sector occidental de la planicie del Caribe, junto al bosque húmedo tropical del *Darién*, así como la *Sierra Nevada de Santa Marta* exhiben tasas de precipitación y temperaturas medias anuales de >2000 mm a⁻¹ y <20°C, respectivamente. En contraste, las zonas bajas (< 100 m) son más secas, con tasas de precipitación por debajo de 1000 mm a⁻¹, y más cálidas, con temperaturas medias anuales de >27°C (Mesa *et al.*, 1997). En escalas de tiempo mayores, las anomalías significativas en los patrones hidrológicos están asociadas a ambas fases del fenómeno El Niño – Oscilación del Sur (ENOS). La fase cálida del ENOS (El Niño) genera un incremento en la temperatura media del aire, un descenso en la humedad del suelo y el índice de vegetación (*i.e.* *Normalized Difference Vegetation Index* - NDVI) y en consecuencia se presenta una disminución significativa en las tasas de precipitación. Por el contrario, las anomalías ocasionadas durante la fase fría del ENOS (La Niña) conducen a abundantes e intensas precipitaciones (Poveda *et al.*, 2001; Poveda, 2004). De acuerdo con Restrepo y Kjerfve (2004), los ríos del Caribe colombiano presentan una fuerte variación estacional en sus caudales, generalmente tan alta como un factor de 5-10 cuando se comparan los caudales mínimos y máximos mensuales. Estos autores también indican que la variabilidad asociada al ENSO puede ser igualmente grande, usualmente un factor de 2-4 cuando se comparan los caudales mínimos y máximos anuales.

Desde la perspectiva de la intervención antrópica, la cuenca del río Magdalena experimentó tasas de deforestación de 234×10^3 ha a⁻¹ entre 1970 y 1990. Lo anterior implicó la conversión de $\sim 4.8 \times 10^6$ ha de bosques en tierras dedicadas a la agricultura y la ganadería (Restrepo y Syvitski, 2006). Entre 1980 y 2000 la minería en la cuenca de drenaje creció sostenidamente hasta alcanzar una contribución equivalente al 2% del producto interno bruto de Colombia. Por ejemplo, la producción de carbón (*i.e.* cielo abierto) se incrementó desde 4×10^6 t

a^{-1} en 1980 hasta $20 \times 10^6 \text{ t a}^{-1}$ en el 2000. Además, en la cuenca de drenaje existen 39 embalses con una capacidad total de almacenamiento de agua de $8.2 \times 10^9 \text{ m}^3$ (IDEAM, 2001). Restrepo y Syvitski (2006) indicaron que estos cambios (e.g. cambios en los usos del suelo, explotación minera, efecto de los reservorios) han modificado la hidrógrafa natural de los principales tributarios del río Magdalena, conduciendo a su vez a cambios significativos en su caudal y tasas de transporte de sedimentos en suspensión.

2.2. Evolución Morfológica del Delta del Río Magdalena

El río Magdalena conforma un delta en forma de arco, con un área de 1690 km^2 (Figura 2.2). Este delta comenzó a desarrollarse durante el Plioceno medio. Constituye un sistema depositacional-acrecionario localizado en el margen activo formado por la colisión de las placas de Suramérica, Caribe y Nazca (Duque-Caro, 1980). El delta activo ha experimentado varias migraciones en sentido suroeste–noreste (desde la *Bahía de Barbacoas* hasta la *Ciénaga Grande de Santa Marta*) relacionadas con los ajustes y desplazamientos de los bloques tectónicos que conforman los cinturones plegados de *San Jacinto* y *Sinú* (Duque-Caro, 1980). Molinares *et al.* (2012) indican que estas migraciones también coincidieron, al menos en gran parte, con tres eventos regionales: (1) un rápido descenso del nivel del mar, (2) un incremento en la tasa de levantamiento de la Cordillera de los Andes, y (3) la existencia de condiciones paleoceanográficas tipo-El Niño permanentes. Como resultado de estas migraciones y del aporte de sedimentos del río, la zona litoral está conformada por una capa delgada, dominante, de sucesiones terrígenas Plioceno-Cuaternarias (Vernette *et al.*, 1992), y se ha producido una geometría lobular en la plataforma somera (Molinares *et al.*, 2012). Estos lóbulos están localizados frente a la zona de Galerazamba (Bolívar)-Tubará (Atlántico), la bahía de Barbacoas (Bolívar), la Ciénaga Grande de Santa Marta (Magdalena), el sector de Cuatro Bocas en la Isla de Salamanca (Magdalena), y en *Bocas de Ceniza* (delta actual) (Bernal, 1996) (ver Figura 1.1 para localización geográfica de estos lóbulos).

La plataforma continental contigua al delta del Magdalena es estrecha debido a la progradación deltaica. Presenta una pendiente promedio de $\sim 0.1^\circ$ y un ancho que varía entre 2 y 26 km (Estrada *et al.*, 2005). La desembocadura principal del río Magdalena (conocida como *Bocas de Ceniza*) está alineada con un cañón submarino de alta pendiente ($\sim 40^\circ$) localizado en la plataforma continental (i.e. *cañón del Magdalena*) (Figura 2.2). La morfología y arquitectura de este cañón están asociadas a los aportes sedimentarios del río Magdalena (Ercilla *et al.*, 2002; Estrada *et al.*, 2005). Se ha estimado que una alta proporción de los sedimentos transportados por el río Magdalena son depositados directamente en el talud continental. Estos sedimentos alimentan el sistema turbidítico del Magdalena, a través del *cañón del Magdalena*, mediante procesos de deslizamientos en masa y corrientes de turbidez (Kolla y Buffer, 1985; Ercilla *et al.*, 2002; Estrada *et al.*, 2005). De acuerdo con Ercilla *et al.* (2002) este sistema está formado por dos provincias tecto-sedimentarias: deformada-constructiva y no deformada erosiva. La provincia deformada se presenta en donde el prisma deformado se ha desarrollado. Este prisma está caracterizado por altos estructurados y sus correspondientes escarpes y crestas de pequeña escala. En esta provincia, el sistema turbidítico del Magdalena, es constructivo debido a los aportes continentales, los sedimentos removidos de los altos estructurales son transportados a través de cañones y *gullies*, y emplazados como depósitos de gravedad en el prisma deformado (Ercilla *et al.*, 2002). En contraste, la provincia no deformada está caracterizado por depósitos de

movimientos en masa de gran escala, cicatrices de desprendimiento, canales submarinos con diques, y *sediment waves* (Ercilla *et al.*, 2002; Romero-Otero *et al.*, 2010).

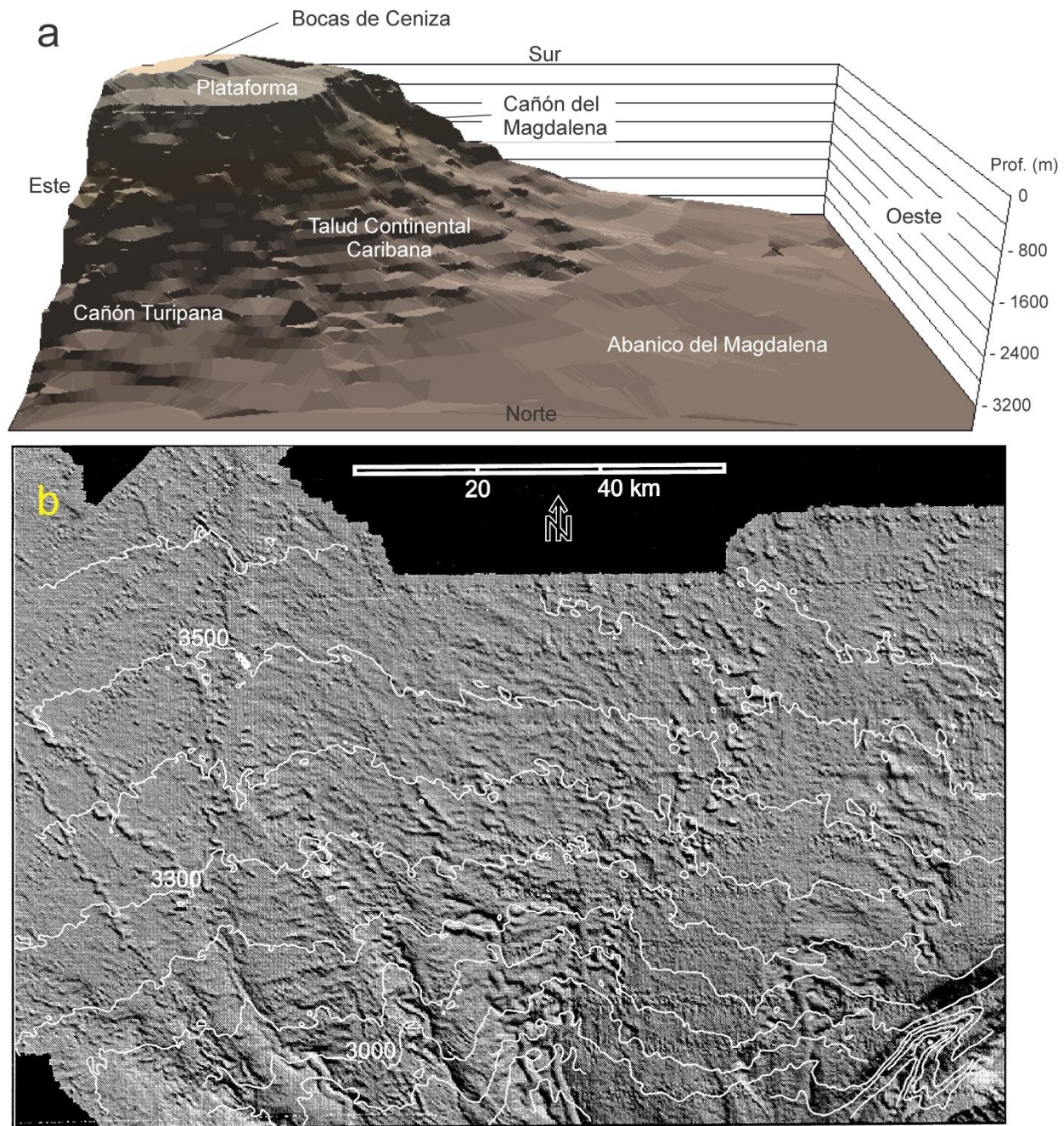


Figura 2.2. (a) Morfología del relieve submarino (plataforma, talud y cuenca) próximo a la desembocadura del río Magdalena (vista desde el Norte) (tomado y modificado de Tabares *et al.*, 2009); (b) morfología del Abanico del Magdalena, las líneas blancas representan las isobatas (tomado de Ercilla *et al.*, 2002b).

Actualmente, el delta activo está conformado por un canal de descarga principal (*Bocas de Ceniza*), un canal distributario que desemboca en la *Bahía de Cartagena* (*Canal del Dique*), y

una compleja red de pequeñas conexiones con la *Ciénaga Grande de Santa Marta* (**Figure 2.1**). El canal de descarga principal ha experimentado cambios morfológicos significativos como resultado de la ejecución de diferentes obras de ingeniería (**Figura 2.3**). Antes de 1924, el sistema del Magdalena podía clasificarse como un delta dominado por el oleaje, con formas cuspidas y lobuladas (*i.e.* cusplate – lobate). Entre 1894 y 1924, el número y posición de las geoformas típicas de este tipo de sistemas (*i.e.* cordones de playa, espigas litorales, islas de desembocadura, y barras) cambiaba continuamente, formando diferentes conexiones entre el canal fluvial y el sistema lagunar costero (**Figura 2.3a y 2.3b**). Posteriormente, con el fin de evitar los procesos de sedimentación que se presentaban en la desembocadura, y así promover la navegación comercial hacia el Puerto de Barranquilla, una serie de obras de ingeniería fueron construidas a lo largo del canal principal. Los objetivos principales fueron canalizar la desembocadura, reducir la sección transversal del río, incrementar la velocidad del flujo, y aumentar la competencia para el transporte de sedimento ([Alvarado, 2008](#)). Por lo tanto, a partir de 1936 la desembocadura ha estado definida por un canal singular de descarga, aislado del sistema lagunar costero (*i.e.* *Ciénaga de Mallorquín*), y forzado a seguir una orientación cuasi-rectilínea (con dirección nor-noroeste) mediante la construcción de dos tajamares (**Figura 2.3c**).

A pesar de estas intervenciones, entre 1942 y 1945 se reportó nuevamente la ocurrencia de procesos de sedimentación, particularmente la formación de una barra frontal en la desembocadura del río. Además, estas estructuras alteraron el balance erosional/acrecional a lo largo del frente deltaico, conduciendo a un retroceso significativo de la línea de costa y a la expansión de áreas no consolidadas a lo largo de las márgenes occidental y oriental, respectivamente ([Alvarado, 2008](#)). Por ejemplo, desde 1936-1961 el retroceso neto de la línea de costa occidental ha sido estimado en ~3.0 km. Los tajamares fueron reforzados y prolongados 120 m y 53 m en 1949 y 1951, respectivamente. Hacia 1961 la desembocadura tenía sólo 512 m de ancho y una profundidad de 9.15 m (**Figura 2.3d**). Entre 1994 y 1995, sobre la margen oriental se construyó un dique direccional de 1.2 km de longitud para cerrar un canal secundario y concentrar el flujo a lo largo del canal principal. Al norte de este sitio, fueron construidos cuatro diques de contracción adicionales (0.07 km – 0.29 km de extensión) para reducir la sección transversal del río, incrementar la velocidad de flujo, y desplazar el canal profundo hacia la margen occidental ([Alvarado, 2008](#)) (**Figure 2.4**). Finalmente, entre 2008 y 2009, fueron construidos dos diques de contracción de 0.67 km y 0.23 km sobre el segmento norte del tajamar oriental para reducir aún más la sección transversal en la desembocadura. Actualmente, la desembocadura tiene un ancho de 430 m y una profundidad mínima de 9.15 m en el canal profundo, y los tajamares occidental y oriental tienen longitudes de 7.4 km y 1.4 km, respectivamente (**Figure 2.4**).

El delta subacuático se caracteriza por una plataforma de extensión variable y un talud cortado por cañones submarinos o valles típicos de frente deltaico, colinas anticlinales y valles sinclinales al occidente, bloques fallados y diapiros de lodo al norte y noreste ([Bernal, 1996](#)). En el frente deltaico, los procesos de depositación han dado lugar a la formación de una barra frontal de desembocadura y un bajo submareal de gran escala, que cubre el sector norte y nororiental del prodelta interno (**Figure 2.4**). Hacia el noroeste de la desembocadura se presenta un canal con un

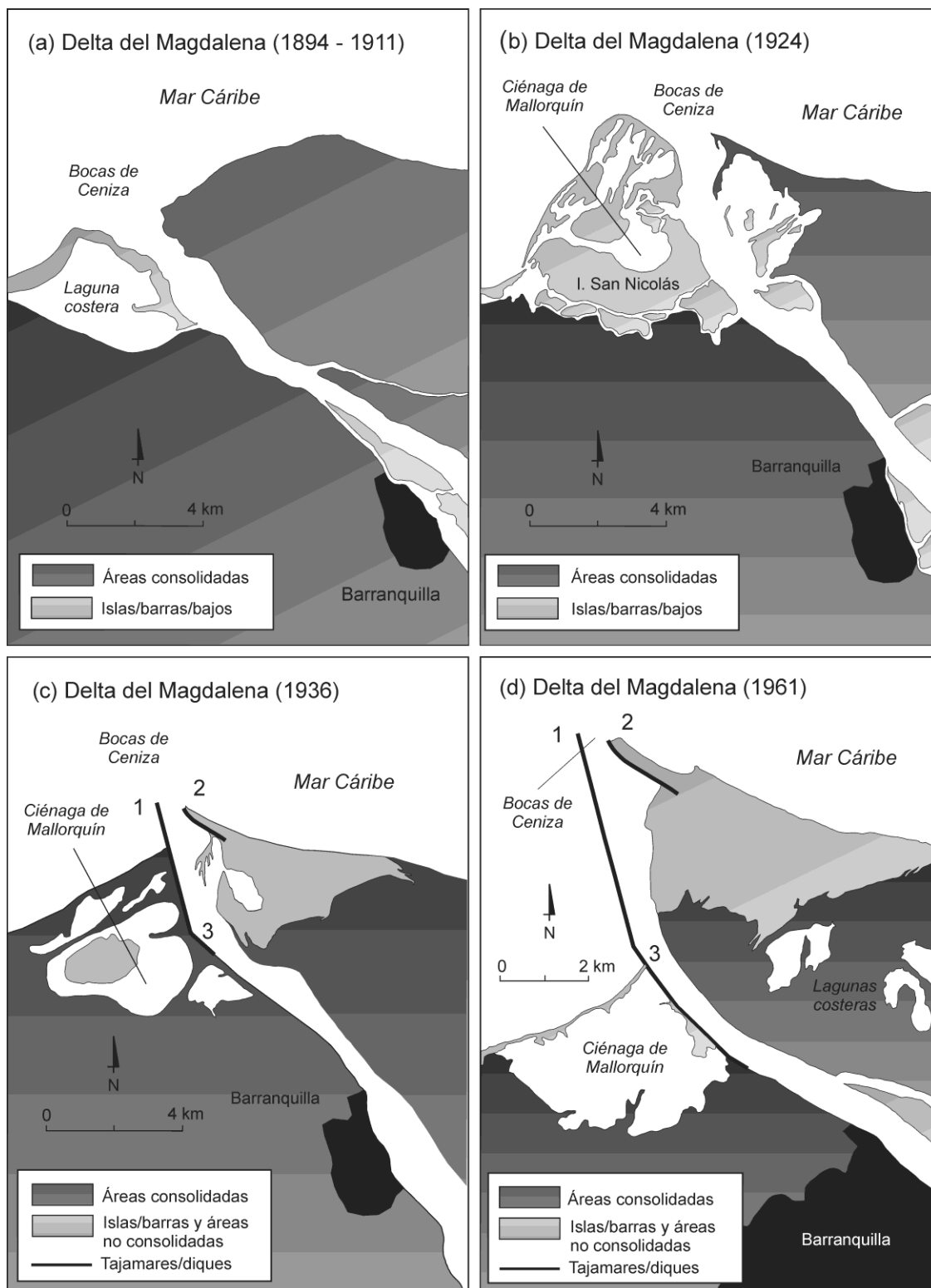


Figura 2.3. Representación esquemática del delta del río Magdalena entre 1894 y 1961, de acuerdo con gráficos y mapas históricos de (a) 1894 – 1911, (b) 1924, (c) 1936, y (d) 1961. Modificado y adaptado de [Borda et al. \(1973\)](#).

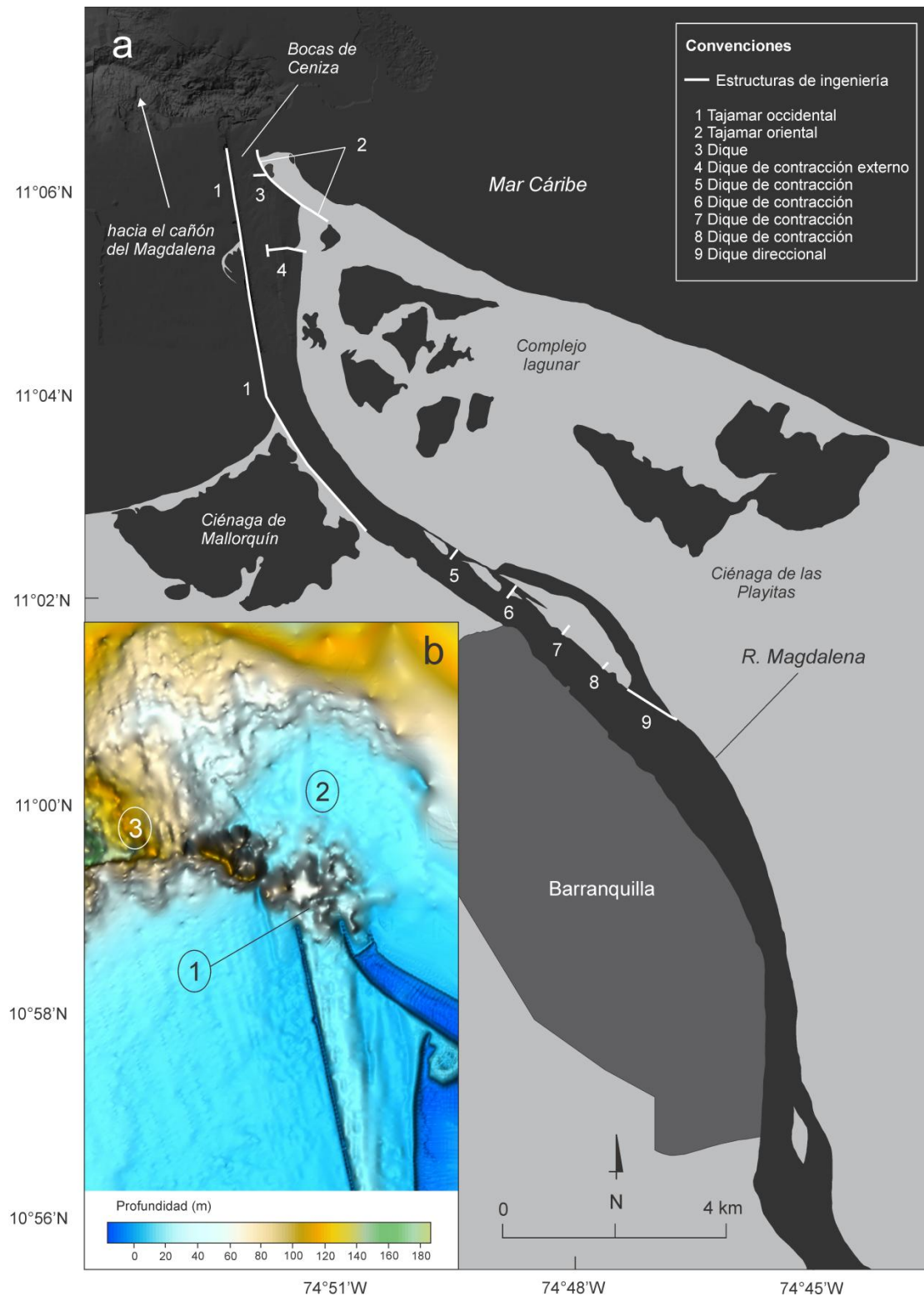


Figura 2.4. (a) Desembocadura principal del río Magdalena, mostrando la localización de las principales obras de ingeniería construidas a lo largo del canal principal (1-7); (b) relieve submarino – desembocadura del río Magdalena (batimetría proporcionada por el CIOH), se destacan: (1) sector barra frontal, (2) bajo submareal, y (3) canal – comunicación con el cañón del Magdalena.

marcado gradiente vertical, con un cambio de profundidad de 60 m hasta 180 m en sólo 2 km. Este canal constituye la principal conexión del río con el cañón del Magdalena. El bajo submareal presenta profundidades que oscilan entre 12.0 m y 20.0 m (**Figura 2.4**). Por su parte, en el sector de la barra frontal, la profundidad mínima de 9.15 m (**Figura 2.4**) es mantenida mediante la realización de dragados periódicos ([Cormagdalena, 2013](#)). Aunque también se ha indicado que la profundidad en la desembocadura del río ha sido aumentada ocasionalmente (hasta 30 m) por deslizamientos en 1935 y 1963 ([Heezen, 1956](#); [Rico Pulido, 1967](#)). El lecho del río está conformado principalmente por arenas muy finas – limosas gruesas ($d_{50} = 70.6 \mu\text{m}$) ([Alvarado, 2008](#)). Mientras que los depósitos de sedimento del prodelta consisten fundamentalmente de limos (~50-70% del peso neto de sedimento), junto con algunas arenas finas ($\leq 160 \mu\text{m}$, < 10% del peso neto de sedimento) ([Klingebiel y Vernet, 1979](#)). La llanura de inundación está formada por lodos limosos y arenas finas grises oscuras, enriquecidas con materia orgánica ([Raasveldt y Tomic, 1957](#)). Estos depósitos suprayacen sobre dos horizontes del Terciario Superior. Areniscas, gruesas y conglomeráticas, alternadas por calizas y margas porosas, coralíferas (Mio-Plioceno) en el complejo superior, y arcillas margosas, arcillas arenosas intercaladas con areniscas en el complejo inferior ([Raasveldt y Tomic, 1957](#)).

2.3. Delta del Río Magdalena: Características Físicas

De acuerdo con las recientes clasificaciones funcionales/morfológicas de sistemas deltaicos (e.g. [Galloway, 1975](#); [Orton y Reading, 1993](#); [Hori y Saito, 1995](#)), el delta del Magdalena puede ser clasificado como de dominio mixto, influenciado por los aportes fluviales y el oleaje (i.e. *fluvio-wave dominated type*). De acuerdo con datos medidos en la estación hidrológica de Calamar (**Figura 2.1**), este delta recibe un flujo de $205.1 \text{ km}^3 \text{ a}^{-1}$ de agua y de $142.0 \times 10^6 \text{ t a}^{-1}$ de sedimentos en suspensión ([Restrepo et al., 2014](#)). En promedio, el delta es influenciado por la presencia de oleaje de fondo (i.e. *swell*) proveniente del noreste, con alturas significativas (H_s) de $2.2 \pm 1.1 \text{ m}$ y un periodo pico de $6.7 \pm 2.3 \text{ s}$ ([Ortiz, 2012](#)). Sin embargo, estos parámetros físicos experimentan una gran variabilidad estacional. La estación seca se extiende desde enero hasta abril. Durante esta temporada, el caudal medio es $4360.5 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ y la tasa media de transporte de sedimentos en suspensión es $218 \times 10^3 \text{ t d}^{-1}$ ([Restrepo et al., 2014](#)). En este periodo también se presenta una alta energía de oleaje ($H_s > 2.5 \text{ m}$), causada por el fortalecimiento de los vientos Alisios del noreste y la ocurrencia de frentes fríos ([Ortiz et al., 2012](#); [Ortiz et al., 2013](#)). Por el contrario, durante la estación húmeda, que se extiende desde septiembre hasta noviembre, el caudal medio y la tasa media de transporte de sedimento en suspensión aumentan hasta $8063.1 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ y $531 \times 10^3 \text{ t d}^{-1}$, respectivamente. A lo largo de esta estación se experimentan condiciones de baja a moderada energía de oleaje, caracterizadas por oleaje de fondo ($H_s < 1.5 \text{ m}$) proveniente predominantemente del oeste y el noroeste ([Ortiz et al., 2012](#); [Ortiz et al., 2013](#)). A escala interanual, se ha estimado que el caudal medio durante *El Niño* y *La Niña* es 5512 y 8747 $\text{m}^3 \text{ s}^{-1}$, respectivamente. La carga media de transporte en suspensión asciende a $256 \times 10^3 \text{ t d}^{-1}$ durante los años *Niño* y a $511 \times 10^3 \text{ t d}^{-1}$ durante los años *Niña* ([Restrepo y Kjerfve, 2000](#)).

El delta del Magdalena es de dominio micro-mareal, del tipo diurno-mixto, con un parámetro de forma de 1.9, y con amplitudes de onda de marea que varían entre 0.48 m durante cuadraturas y 0.64 m durante sicigias ([Restrepo y López, 2008](#)). En documentos técnicos ([Ministerio de Ambiente, Vivienda y Desarrollo Territorial, 2004](#)) se ha indicado que la marea

alcanza una amplitud máxima de 0.20 m a aproximadamente 22 km aguas arriba de la desembocadura. De acuerdo con el Laboratorio de Ensayos Hidráulicos de las Flores, durante periodos de estiaje ($Q < 2800 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$) la cuña salina (definida en el citado estudio como la isohalina de 30) puede penetrar hasta 12 km aguas arriba de la desembocadura, en la capa más profunda de la columna de agua (8-10 m) ([Ministerio de Ambiente, Vivienda y Desarrollo Territorial, 2004](#)).

3. Datos y Métodos

3.1. Estimación de los Aportes Fluviales hacia el Delta del Magdalena: Tendencias, Periodicidad y Análisis Regional.

Este estudio analizó los datos hidrológicos históricos del río Magdalena (caudal y transporte de sedimento en suspensión) en la estación más cercana a la desembocadura en el Mar Caribe (estación Calamar – ~100 km), con el fin de (1) estimar los aportes fluviales hacia la zona deltaica, (2) detectar y cuantificar tendencias en las series históricas, e (3) identificar periodicidades y patrones de variabilidad estacional e interanual. Con el fin de establecer un marco comparativo de escala regional también se analizaron datos mensuales de descarga fluvial (caudal y transporte de sedimento en suspensión) en otras cuencas de drenaje, con diferentes características climáticas y topográficas, localizadas a lo largo del litoral Caribe colombiano. Esta información fue proporcionada por el Instituto de Hidrología, Meteorología y Estudios Ambientales de Colombia (IDEAM), para el periodo comprendido entre 1941 y 2010 (**Tabla 3.1**). También se obtuvieron datos diarios de caudal y transporte de sedimento en suspensión de la estación Calamar, para el periodo 1990 – 2010. Con estos últimos se elaboraron gráficos de valores diarios (*e.g.*, Wang *et al.*, 2010).

Tabla 3.1. Nombres de los ríos y estaciones de aforo usadas en este estudio. También se incluye su localización y registro histórico para los datos de caudal (Q) y transporte de sedimentos en suspensión (TSS).

Río	Estación de Aforo	Localización			Registro (Q)	Registro (TSS)
		Elevación (m.s.n.m.)	Longitud	Latitud		
Ríos Andinos						
1. Sucío	Mutata	132	76°26W	7°13N	1976 - 2010	<i>n.d.</i>
2. Mulatos	Pueblo Bello	84	76°31W	8°12N	1977 – 2010	1985 - 2007
3. Sinú	Cotoca Abajo	5	75°51W	9°13N	1970 – 2010	1984 - 2010
Magdalena						
4. Canal del Dique	Santa Helena	3	75°24W	10°04N	1979 – 2010	<i>n.d.</i>
5. Calamar	Calamar	8	74°55W	10°15N	1941 – 2010	1972 – 2010
Ríos Sierra Nevada						
6. Fundación	Fundación	55	74°11W	10°31N	1958 – 2010	1982 - 2009
7. Aracataca	Puente Ferrocarril	37	74°11W	10°35N	1965 – 2010	1976 - 2009
8. Frío	Rio Frío	30	74°09W	10°34N	1965 – 2009	<i>n.d.</i>
9. Palomino	Puente Carretera	30	73°34W	11°14N	1973 - 2010	1976 - 2009
10. Ranchería	Hacienda Guamito	76	72°37W	11°10N	1976 - 2007	1980 - 2006

Nota. La numeración de los ríos corresponde **Figura 2.1**; *n.d.* = Información no disponible porque no cumplía con los criterios de selección definidos en este estudio. *Ríos Andinos* = nacimientos en la Cordillera de los Andes; *Ríos Sierra Nevada de Santa Marta* = nacimientos en la Sierra Nevada de Santa Marta.

La selección de los ríos y sus respectivas estaciones de monitoreo estuvo basada en las siguientes condiciones: (1) la estación de aforo debía estar localizada en la parte más baja de la cuenca de drenaje, y (2) el registro hidrológico debía ser superior a 30 años para el caudal y a 20 años para el transporte de sedimentos en suspensión (TSS). (1) La serie de tiempo medida en la

desembocadura de una cuenca es considerada como una valiosa señal que integra las ganancias y pérdidas del ciclo hidrológico continental (i.e. precipitación, evapotranspiración, escorrentía) y del balance sedimentario (i.e. producción de sedimentos, transporte, depositación). Por consiguiente, estas series de tiempo constituyen un *proxy* adecuado para estimar la descarga de agua y sedimentos a los océanos (e.g. Probst y Tardy, 1987; Walling y Fang, 2003; Milliman et al., 2008; Walling, 2009; Labat, 2010; Syvitski y Kettner, 2011;). (2) Definiendo T como la extensión total del registro hidrológico, la frecuencia de corte ($T/2$) y el cono de influencia (i.e. *edge effects*) ($T/2\sqrt{2}$) delimitan la significancia estadística de las señales identificadas a partir de un análisis de series de tiempo (Shumway y Stoffer, 2004). La extensión de las series de caudal varía entre 31 y 70 años, mientras que la de transporte de sedimento en suspensión varía entre 23 y 39 años (Tabla 3.1).

Se aplicaron pruebas de continuidad y homogeneidad a los promedios mensuales de caudal y transporte de sedimentos. Se realizaron análisis de series de tiempo, incluyendo (1) cálculo de índices fluviales; (2) pruebas *Mann-Kendall* (*Gradual trend test*) para identificar y cuantificar tendencias hidrológicas (Yue et al., 2002); (3) análisis de correlación cruzada entre los valores mensuales de caudal y TSS y las anomalías mensuales del Índice de Oscilación del Sur (IOS) para cuantificar los efectos del ENSO sobre las descargas fluviales; y (4) análisis de Transformada Continua Wavelet (CWT) para identificar y estimar periodicidades y patrones de variabilidad (Labat, 2005; Shumway y Stoffer, 2004). Los datos de las anomalías mensuales del índice IOS fueron obtenidos de NOAA (*National Oceanographic and Atmospheric Administration – Climate Prediction Center*) (NOAA, 2012).

El *Mann-Kendall test* (MKT) es un prueba estadística no-paramétrica basada en el rango, utilizada para detectar y evaluar la significancia de tendencias monotónicas en series de tiempo (Yue et al., 2002). Las pruebas no-paramétricas no asumen ninguna forma especial para la función de distribución de datos. Se considera entonces que estas pruebas son más apropiadas para datos que no se ajustan a una distribución normal. En consecuencia, esta prueba es considerada como una de las técnicas más robustas para identificar tendencias lineales en datos ambientales, y ha sido usada ampliamente en el análisis de datos de descarga fluvial (e.g. Garcia y Mechoso, 2005; Milliman et al., 2008; Pasquini y Depetris, 2007; Yue et al., 2002; Zhang et al., 2008). El MKT considera solo los valores relativos de todos los términos de la serie de tiempo, de manera que el estadístico (S) es obtenido como:

$$S = \sum_{i=1}^{n-1} \sum_{j=i+1}^n \text{Sgn}(x_j - x_i) \quad (\text{Ec. 3.1})$$

en donde x_i y x_j corresponden a datos secuenciales, n es la longitud de la serie de datos, y

$$\text{Sgn}(\theta) = \begin{cases} +1 & \theta > 0 \\ 0 & \theta = 0 \\ -1 & \theta < 0 \end{cases} \quad (\text{Ec. 3.2})$$

Asumiendo como hipótesis nula que no existe tendencia en la serie de tiempo, y considerando que los datos son independientes e idénticamente distribuidos, la media cero y la varianza de (S), denotada por σ^2 , es calculada como:

$$\sigma^2 = \frac{n(n-1)(2n+5)}{18} \quad (\text{Ec. 3.3})$$

de manera que puede calcularse una variable estandarizada para verificar la hipótesis nula. Esta variable se denomina índice de prueba de tendencia estadística (Z), y es calculada como:

$$Z = \begin{cases} \frac{S-1}{\sigma}, (S > 0) \\ 0, (S = 0) \\ \frac{S+1}{\sigma}, (S < 0) \end{cases} \quad (\text{Ec. 3.4})$$

Entonces, la hipótesis nula es rechazada para un nivel de significancia α si $Z > Z_{(1-\alpha/2)}$; en donde $Z_{(1-\alpha/2)}$ es el valor estándar de una distribución normal con probabilidad de $\alpha/2$ (Yue *et al.*, 2002). Considerando que los datos de caudal y TSS posteriores al año 2000 de los principales ríos del Caribe colombiano (**Tabla 3.1**) no han sido analizados previamente y que el MKT puede ser considerado como un indicador de cambio hidrológico, un análisis selectivo MKT fue aplicado a los valores del periodo 2000-2010 con el fin de (1) evaluar la influencia de los valores recientes en la tendencia de largo plazo, y (2) detectar cambios hidrológicos recientes usando esta prueba estadística como un *proxy* (e.g. Dai *et al.*, 2009). Con este mismo propósito, se hicieron análisis MKT selectivos para el río Magdalena en los periodos 1972-1990, 1990-2000, y 2000-2010.

La Transformada Continua Wavelet (CWT) fue usada para examinar las series de tiempo, usando funciones generalizadas de base local (i.e. mother wavelets), que se desplazan y estiran simultáneamente en el dominio de la frecuencia y el tiempo (Torrence y Compo, 1998). Por lo tanto, la TCW ofrece ventajas significativas con respecto a métodos más tradicionales (e.g. *Fast Fourier Transform*) porque permite la localización de señales de frecuencia en una escala de tiempo. Una de las ventajas del Wavelet es que es independiente de la escala, por lo que resulta útil para analizar series de tiempo que contienen funciones no-estacionarias a diferentes frecuencias. La CWT de una secuencia discreta x_n es definida como la convolución de x_n con una versión escalada y traducida de $\psi_o(\eta)$ (Torrence y Compo, 1998):

$$W_n(s) = \sum_n^{N-1} x_n \psi^* \left[\frac{(n'-n)\delta t}{s} \right] \quad (\text{Ec. 3.5})$$

donde * indica la conjugada compleja, el subíndice o indica que ψ debe ser normalizada. ψ es la función *madre* (i.e. Paul, Morlet, Mexican hat), usualmente una *Morlet Wavelet* definida como:

$$\psi_o(\eta) = \pi^{-1/4} e^{i\varpi_o \eta} e^{-\eta^2/2} \quad (\text{Ec. 3.6})$$

donde ω_o es la frecuencia no-dimensional, y η el parámetro no-dimensional de tiempo. Para aproximar la transformada continua Wavelet, la convolución (**Ec. 3.5**) debe efectuarse N veces por cada escala, donde N es el número de puntos en la serie de tiempo. Al seleccionar N puntos, el teorema de consolación permite realizar N convoluciones simultáneamente en un espacio de Fourier, usando una transformada de Fourier discreta para x_n :

$$\hat{x}_k = \frac{1}{N} \sum_{n=0}^{N-1} x_n e^{-2\pi i k n / N} \quad (\text{Ec. 3.7})$$

donde $k = 0 \dots N-1$ es el índice de frecuencia. Por el teorema de consolación, la transformada Wavelet es la inversa de la transformada de Fourier del producto:

$$W_n(s) = \sum_{k=0}^{N-1} \hat{x}_k \psi^*(s \varpi_k) e^{i\omega_k n \delta} \quad (\text{Ec. 3.8})$$

donde la frecuencia angular es definida como:

$$\varpi_k = \begin{cases} \frac{2\pi k}{N\delta t} & k \leq \frac{N}{2} \\ -\frac{2\pi k}{N\delta t} & k > \frac{N}{2} \end{cases} \quad (\text{Ec. 3.9})$$

Usando la **Ec. 3.8** y una rutina de transformación de Fourier, se puede calcular la CWT para todos los n de manera simultánea (Torrence y Compo, 1998). EL CWT fue aplicado a los datos des-estacionalizados para estimar periodicidades y patrones de variabilidad, y para distinguir las oscilaciones temporales en las series de tiempo, identificando la intermitencia de cada proceso de escala-tiempo. Se aplicó también un análisis de frecuencias de potencias (*Power-frequency analysis*). La potencia de un espectro continuo Wavelet en el tiempo para una banda de frecuencia específica fue calculada mediante la integración del espectro superficial Wavelet interpolado, basado en el rango de frecuencias (Labat, 2005). Esta prueba permite aislar varias bandas de frecuencia, obteniendo información detallada acerca de la potencia de una

periodicidad específica a través del dominio del tiempo. El espectro Wavelet fue promediado en el tiempo (*Global Wavelet Spectrum*) para cuantificar las escalas dominantes de los procesos hidrológicos subyacentes, permitiendo la determinación de la distribución de la señal de varianza entre las diferentes escalas (Torrence y Compo, 1998). La ventaja decisiva del espectro global Wavelet consiste en su estimación eficiente de las escalas características de los procesos de largo plazo (Labat et al., 2005). Además, se calculó la correlación cruzada Wavelet (*cross-correlation Wavelet* - XWT) entre el caudal y el TSS del río Magdalena. La XWT fue aplicada en el periodo 1972-2010 para resaltar la relación de escala entre estas señales, exponiendo regiones con altas potencias comunes y revelando información acerca de la relación de fase (e.g. Torrence y Compo, 1998; Labat, 2010). Para identificar las oscilaciones significativas se calculó un intervalo de confianza del 95% para los contornos y el cono de influencia, siguiendo la metodología propuesta por Torrence y Compo (1998). La aplicación del CWT a series de caudal y TSS ha permitido la detección de oscilaciones de diferente escala-tiempo asociadas a diferentes forzadores hidro-climáticos (e.g., Labat, 2008, 2010; Labat et al., 2004, 2005; Pasquini y Depetris, 2007; Rossi et al., 2009).

3.2. Recolección de Datos Hidrodinámicos y Sedimentológicos en la Desembocadura del río Magdalena: Identificación de Procesos Dominantes de Dinámica Sedimentaria.

Con el fin de identificar y obtener una primera aproximación sobre las variables físicas que controlan la dinámica deltaica y sedimentaria se efectuaron un conjunto de mediciones instrumentales a lo largo de la desembocadura del río Magdalena (Figura 3.1). Se efectuaron mediciones estacionarias de corrientes con un correntómetro de efecto Doppler (*RD Instruments-RDI® 1200 kHz Acoustic Doppler Current Profiler - ADCP*) instalado en el costado lateral de un barco. Estas mediciones se realizaron en la desembocadura del río Magdalena (~7 km) durante condiciones de alta (28-30 de noviembre de 2012) y baja (19-21 de abril de 2013) descarga fluvial. Debido a las restricciones de seguridad diurnas establecidas para el canal de navegación, cada periodo de recolección de datos se limitó a la mitad del período de marea (~12 horas, durante la noche) (Figura 3.1). Los *transducers* del ADCP se instalaron ~0.6 m por debajo de la superficie del agua, dirigidos hacia el fondo del canal. La primera celda de medición se estableció a 0.5 m de distancia de la cabeza del *transducer*. Se fijó un tamaño de 0.5 m para cada celda de medición. Los datos de corrientes fueron recolectados a una frecuencia de 3.3 Hz, promediados en ensambles de 15.15 s (50 *pings* por ensamble), y con un intervalo de medición de 300 s. La desviación estándar estimada para esta configuración fue 0.01 m s^{-1} . En este sitio (Figura 3.1), se recolectaron muestras de agua (1 l) de la capa superficial de la columna de agua cada dos horas, utilizando una botella Niskin horizontal. Se determinó el tamaño de partícula del material particulado en suspensión (SPM) de estas muestras de agua por medio de un contador múltiple de partículas (*Multisizer Coulter Counter®*). Con el principio de dispersión laser se pueden detectar tamaños de partícula en el rango de $0.1 \mu\text{m}$ a $600 \mu\text{m}$ (Beckman Coulter, 2010). En este punto también se realizaron mediciones de salinidad, temperatura y concentración de sedimentos en suspensión (CSS) en la columna de agua cada dos horas. Las mediciones de salinidad y temperatura fueron obtenidas con un *CTD SeaBird 19VPlus®*, con una tasa de muestreo continua de 4Hz. La CSS fue registrada con un OBS calibrado (*OBS 3A Scientific Campbell®*), con intervalos de medición cada 10 s, y una tasa de muestreo de 5 Hz durante 5 s (Figura 3.1). Las condiciones del viento (magnitud y dirección) y del oleaje (altura significativa, periodo pico, dirección) experimentadas durante los monitoreos se obtuvieron a partir de

información del modelo global de oleaje *Wave Watch III*, estimada en un punto frente a la desembocadura del río Magdalena (11.166600°N, 74.833300°W).

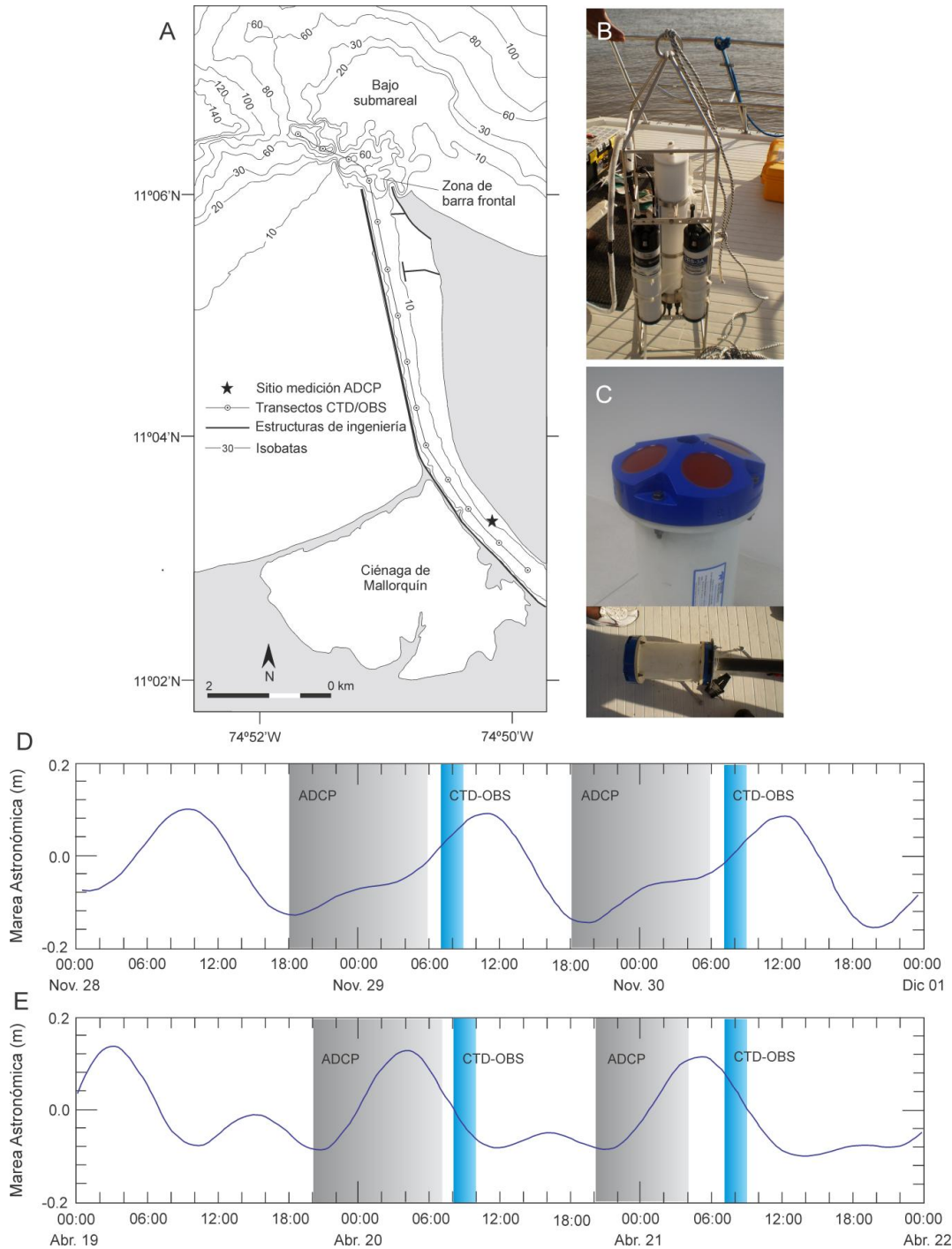


Figura 3.1. (a) Desembocadura del río Magdalena: batimetría y localización de los instrumentos de medición; (b) *CTD SeaBird 19VPlus*[®]; (c) correntómetro *ADCP 1200 kHz*; marea astronómica estimada durante los monitoreos realizados en las estaciones de (d) alta (noviembre 2012) y (e) baja (abril 2013) descarga fluvial, indicando los momentos en que se realizaron las respectivas mediciones.

Con el fin de analizar la variabilidad del perfil de velocidades a lo largo de cada ciclo de medición se calcularon perfiles instantáneos de velocidad. Para estimar las corrientes residuales se promediaron estos perfiles durante medio ciclo mareal. Para el cálculo de los perfiles instantáneos y promediados se aplicaron técnicas estándar (e.g. Kjerfve, 1979; Kitheka et al., 2005). Estos perfiles verticales de velocidad también permitieron estimar la variabilidad temporal de la velocidad promedio (integrada en la vertical) (v), la velocidad de corte (u_*), la y la tensión de corte (τ), mediante la aplicación de la ecuación de *von Karman-Prandtl* (Ec. 1.6) (Dyer, 1995, 1997; Prandle, 2009). La descarga neta de agua por unidad de ancho de sección fue estimada a partir de los perfiles verticales instantáneos de velocidad, usando la **Ecuación 1.1**. Por su parte, el flujo neto de sedimentos por unidad de ancho de sección fue estimado por medio de la **Ecuación 1.5**, integrando los perfiles verticales de CSS obtenidos cada dos horas en la desembocadura del río Magdalena (~7 km) y los perfiles verticales de velocidad correspondientes (e.g. Kjerfve, 1979, Kitheka et al., 2005). Los datos de velocidad, temperatura y salinidad obtenidos en el sitio del monitoreo estacionario (**Figura 3.1**) fueron utilizados para estimar el *Layered Richardson Number* (Ec. 1.7), permitiendo así definir cuantitativamente las condiciones de mezcla en la columna de agua en este punto (Dyer, 1997; Kitheka et al., 2005).

Se realizaron perfiles verticales de salinidad, temperatura y CSS a lo largo de un transecto longitudinal (**Figura 3.1**) para determinar la variabilidad espacial de estos parámetros en el sector inferior del delta. Se efectuaron cuatro monitoreos durante las estaciones de alta (28 y 29 de noviembre de 2012) y baja (20 y 21 de abril de 2013) descarga fluvial. En la estación de alta descarga fluvial estas mediciones se realizaron durante condiciones de flujo mareal (*flood*), mientras que en la estación de baja descarga fluvial se realizaron durante condiciones de reflujo mareal (*ebb*) (**Figura 3.1**). Cada transecto longitudinal estuvo compuesto hasta de 12-14 perfiles verticales realizados a lo largo del canal profundo, cubriendo una distancia aproximada de 9 km. Estas mediciones se efectuaron desde 7 km aguas arriba hasta 2 km mar adentro desde la desembocadura del río (**Figura 3.1**). Las mediciones de salinidad y temperatura fueron obtenidas con un *CTD SeaBird 19VPlus*[®], con una tasa de muestreo continua de 4Hz. La CSS fue registrada con un OBS 3A (*Scientific Campbell*[®]) calibrado, con una tasa de muestreo de 5 Hz durante 5 s, e intervalos de medición cada 10 s (**Figura 3.1**). Las mediciones de temperatura, salinidad, densidad (calculada a partir de la temperatura, la salinidad y la profundidad) y CSS obtenidas a lo largo del canal profundo fueron usadas para calcular gráficos de contorno (que muestran simultáneamente gradientes verticales y longitudinales) usando técnicas de interpolación conocidas (e.g. Hossain et al., 2001; Warner et al., 2005; Purnachandra et al., 2011). Estos gráficos permiten identificar rasgos particulares de la dinámica estuarina, como por ejemplo la presencia de zonas de máxima turbidez y la localización de la interfase salina/agua dulce, entre otros (e.g. Uncless et al., 2006; Wang et al., 2007; Hearn, 2008; Wu et al., 2012). Esta última fue definida en este estudio como el lugar en donde la isohalina de 1 intersecta el lecho del canal (Uncless et al., 2006)

La estratificación de la columna de agua a lo largo del canal profundo (perfiles longitudinales de salinidad) se calculó por medio del parámetro de estratificación (η_s),

$$\eta_s = \frac{\delta S}{S_m} \quad (\text{Ec. 3.10})$$

donde $\delta S = S_{bott} - S_{surf}$, $S_m = 1/2(S_{surf} + S_{bott})$, siendo S_{surf} y S_{bott} la salinidad en la capa superficial y en el fondo, respectivamente. Cuando $\eta_s < 0.1$ la columna de agua está completamente mezclada, cuando $0.1 < \eta_s < 1.0$ está parcialmente mezclada, mientras que si $\eta_s > 1.0$ la columna de agua es estratificada (Prandle, 2009; Haralambidou et al., 2010).

3.3. Procesamiento y Análisis de Datos Batimétricos

Los datos batimétricos georreferenciados usados en este estudio fueron recolectados por el *Servicio Hidrográfico Nacional* (Centro de Investigaciones Oceanográficas e Hidrográficas). Estos datos cubren el periodo comprendido entre 1994 y 2012. La precisión de estos datos batimétricos fue típicamente de 0.1 m en la dirección vertical y 1.0 m en la dirección horizontal. Ya que los sondeos batimétricos sucesivos no cubren la misma área geográfica, se definieron tres zonas de interés con el fin de ajustar las fronteras y asegurar concordancia dentro de la zona evaluada: (1) canal principal del río Magdalena, (2) desembocadura/barra frontal, y (3) frente deltaico. Cada conjunto de datos batimétricos fue usado para generar un modelo digital de elevación (MDE's) por medio de una interpolación triangular (Triangular Irregular Network - TIN). Este método proporciona una alta precisión con relación a la densidad de los datos fuente (Maillet et al. 2006). Cada red triangular fue convertida a un formato *raster*, cuyo tamaño de celda osciló entre 2.5 m y 10.0 m (Tabla 3.2). Este procedimiento fue ejecutado por medio de un sistema de información geográfica (ARC Gis Versión 10[®]). Las áreas de erosión/acreción netas en el delta, y sus correspondientes ganancias/perdidas volumétricas, fueron estimadas mediante la superposición sucesiva de sondeos batimétricos históricos correspondientes a la misma estación climática-hidrológica (Tabla 3.2). Mediante la caracterización de las propiedades volumétricas de los sedimentos, las ganancias/perdidas de su volumen pueden ser convertidas en masa gravimétrica de sedimentos. Estos estimados solo representan la sedimentación aparente ya que los procesos de consolidación/compactación y cambio en la porosidad de los depósitos sedimentarios no fueron considerados en este análisis.

El *Laboratorio de Ensayos Hidráulicos de las Flores* (LEF) realizó levantamientos batimétricos del canal profundo hasta 18 km aguas arriba de la desembocadura entre 2004 y 2007. Estos levantamientos fueron realizados con una ecosonda mono-haz y un sistema diferencial de posicionamiento global (DGPS). Estos datos fueron procesados para obtener perfiles longitudinales del *Thalweg* a lo largo de la desembocadura del río Magdalena. La comparación de perfiles sucesivos, obtenidos durante la misma estación hidrológica, permitió identificar zonas de erosión/acreción y cuantificar la magnitud de los procesos sedimentarios.

El enfoque propuesto para el procesamiento y análisis de los datos batimétricos ha sido empleado exitosamente en varios estudios adelantados en sistemas deltaicos (e.g, Rowan et al., 1995; van der Wal et al., 2002; Lane, 2004; Maillet et al., 2006).

Tabla 3.2. Localización y fecha (mes-año) de los levantamientos batimétricos usados en este estudio y tamaño de celda de los datos batimétricos interpolados (formato *raster*).

Área	Tamaño de celda (m)	Batimetrías (mm-aaaa)
Canal Principal	8.5	(1) 06-2000, (2) 05-2004, (3) 07-2011
Desembocadura/Barra Frontal	2.5	(1) 08-1994, (2) 06-2000, (3) 05-2004, (4) 07-2011
Frente Deltaico	10.0	(1) 08-1994, (2) 06-2000, (3) 04-2008, (4) 04-2010, (5) 06-2012

4. Resultados

4.1. Magnitud y Cambios Recientes en el Caudal del Rio Magdalena

Desde 1941 hasta 2010, el caudal medio anual del rio Magdalena fue $6501 \pm 1370 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, que corresponde a un aporte de $205 \text{ km}^3 \text{ yr}^{-1}$. Durante este periodo, el caudal anual experimentó una tendencia creciente, significativa para un nivel de confianza del 95%. Esta tendencia fue particularmente pronunciada durante los últimos 20 años, en los cuales la pendiente *Sen's* aumentó hasta $297.7 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1} \text{ yr}^{-1}$ y $493.7 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1} \text{ yr}^{-1}$. Entre la década de 1990 y 2000, el caudal medio anual se incrementó un 12.6%, pasando de $6565 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ a $7391 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ (**Tabla 4.1** y **Figura 4.1a**). Caudales pico superiores a los $14.000 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ fueron experimentados en las estaciones húmedas de 1999, 2000, 2008, y 2010. El mayor cambio en los caudales ocurrió en 1999, cuando los caudales diarios excedieron los $8000 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ a lo largo de todo el año. Por el contrario, en 1997 los caudales diarios fueron menores a $5.000 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ (**Figura 4.1b**). La dinámica estacional experimentó algunos cambios entre 1990 y 2010. La temporada de altos caudales se extendió desde junio a diciembre en 1996, 2000, 2007, y 2010, mostrando caudales mayores a $9.000 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ a lo largo de siete meses; mientras que por el contrario, durante 1992 y 2001 la estación de bajos caudales fue más extensa, prolongándose desde enero a septiembre. La diferencia de caudal entre estas dos estaciones (altos caudales – bajos caudales) se incrementó entre las décadas de 1990 y 2000 (**Figura 4.1b**).

El espectro continuo de la transformada wavelet (CWT) de la serie de caudal del rio Magdalena exhibió un componente semi-anual (6 meses) visible aproximadamente en 1974-1995 y 2000-2010. La señal anual apareció como un componente cuasi-estacionario de mayor magnitud entre 1972-1990, 1994-2001, y 2007-2010 (**Figura 4.2a**). A escala interanual, el caudal del rio Magdalena exhibió un componente de 3-4 años entre 1979 y 1984 y de 4-7 años entre los intervalos 1972-1981 y 1989-2003. La componente de 4-7 años exhibió su máxima potencia entre 1994 y 2002. Una oscilación cuasi-decadal (8-12 años) apareció en 1990 y se extendió hasta 2010; esta señal fue particularmente intensa entre 1998 y 2010. El CWT también reveló un periodo de intensa actividad (*i.e.* máximas potencias – concurrentes) entre 1999 y 2001, caracterizado por la superposición de las oscilaciones de 0.5-1, 3-4, 4-7, y 9-12 años. Una intensa oscilación cuasi-bienal en el CWT surgió en 2009 (**Figura 4.2a**). Esta última componente osciló de manera conjunta con la componente cuasi-decadal, coincidiendo con un periodo de severas inundaciones (**Figura 4.1**). La banda anual apareció como la principal componente oscilatoria, mientras que la banda de 4-7 años se mostró como una fuente de variabilidad de segundo orden (**Figura 4.2c**).

4.2. Magnitud y Cambios Recientes en el Transporte de Sedimentos en Suspensión (TSS) del Rio Magdalena

Entre 1972 y 2010, el rio Magdalena transportó $5.5 \times 10^9 \text{ t}$ de sedimentos en suspensión, promediando $142.0 \pm 48.6 \times 10^6 \text{ t a}^{-1}$. Durante este periodo la tasa anual de TSS mostró un ligero incremento, aunque éste no fue estadísticamente significativo (**Tabla 4.1** y **Figura 4.1a**). El promedio anual del TSS descendió de $151.4 \times 10^6 \text{ t a}^{-1}$ en la década de 1990 a $137.9 \times 10^6 \text{ t a}^{-1}$ en la década del 2000, lo que representa un descenso del 8.9%.

Tabla 4.1. Caudal y transporte de sedimentos en suspensión – media anual y resultados de la prueba Mann-Kendall y la pendiente de *Sen's* slope para diferentes periodos.

Periodo	Caudal				Transporte de Sedimento en Suspensión			
	Media Anual ($\times 10^3 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$)	Mann-Kendall Test			Media Anual ($\times 10^6 \text{ t yr}^{-1}$)	Mann-Kendall Test		
		Test Z	Valor p	Pendiente <i>Sen's</i> ($\text{m}^3 \text{ s}^{-1} \text{ a}^{-1}$)		Test Z	Valor p	Pendiente <i>Sen's</i> ($\times 10^6 \text{ t a}^{-1}$)
1941/1972 - 2010*	6.5 ± 1.4	2.02	$p < 0.05$	17.26	142.0 ± 48	0.99	n.s.	0.84
1972 – 1990	6.5 ± 0.9	0.42	n.s.	17.26	141.2 ± 48	1.89	$p < 0.10$	3.80
1990 – 2000	6.5 ± 1.7	1.40	n.s.	297.72	151.4 ± 46	0.62	n.s.	1.10
2000 - 2010	7.4 ± 1.7	2.18	$p < 0.05$	493.69	137.9 ± 54	2.02	$p < 0.05$	14.29

Nota. *Caudal entre 1941 y 2010; *Transporte de sedimento en suspensión entre 1972 y 2010; n.s.= estadísticamente no significativo.

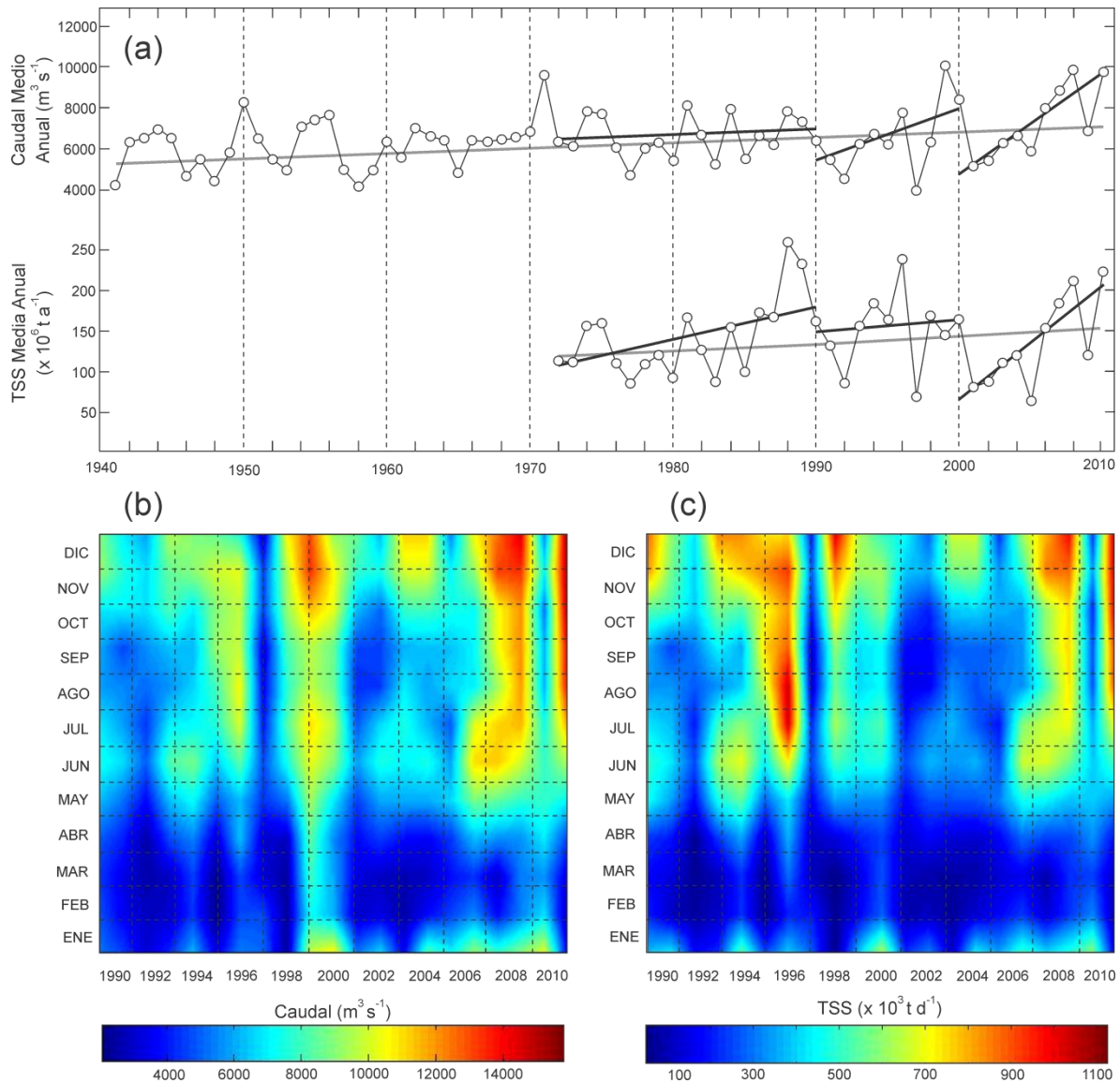


Figura 4.1. (a) Caudal y transporte de sedimentos en suspensión (TSS) del río Magdalena: media anual (línea delgada con círculos), tendencia de largo plazo (línea gris gruesa) y tendencias de corto plazo (línea negra gruesa) para periodos de interés. Valores diarios de (b) caudal y (c) transporte de sedimentos en suspensión (TSS) para el periodo 1990-2010.

Este patrón se revirtió alrededor del 2006, cuando valores $>150 \times 10^6 \text{ t a}^{-1}$ condujeron a una tendencia creciente durante el periodo 2000-2010. Esta tendencia fue significativa para un nivel de confianza del 95% (**Tabla 4.1** y **Figura 4.1a**). Durante la estación de altos caudales (septiembre – octubre) de 1996, 1998, 2008, y 2010 se presentaron valores pico de TSS ($>900 \times 10^3 \text{ t d}^{-1}$). Además, fueron identificadas temporadas con altos valores de TSS ($>500 \times 10^3 \text{ t d}^{-1}$) en los meses que van desde junio hasta diciembre de 1996, 1998, 1999, 2000, 2007, 2008, y 2010. En contraste, durante 1997 y 2005 fueron observadas tasas de TSS $<100 \times 10^3 \text{ t d}^{-1}$ a lo largo de la mayor parte del año (**Figura 4.1c**).

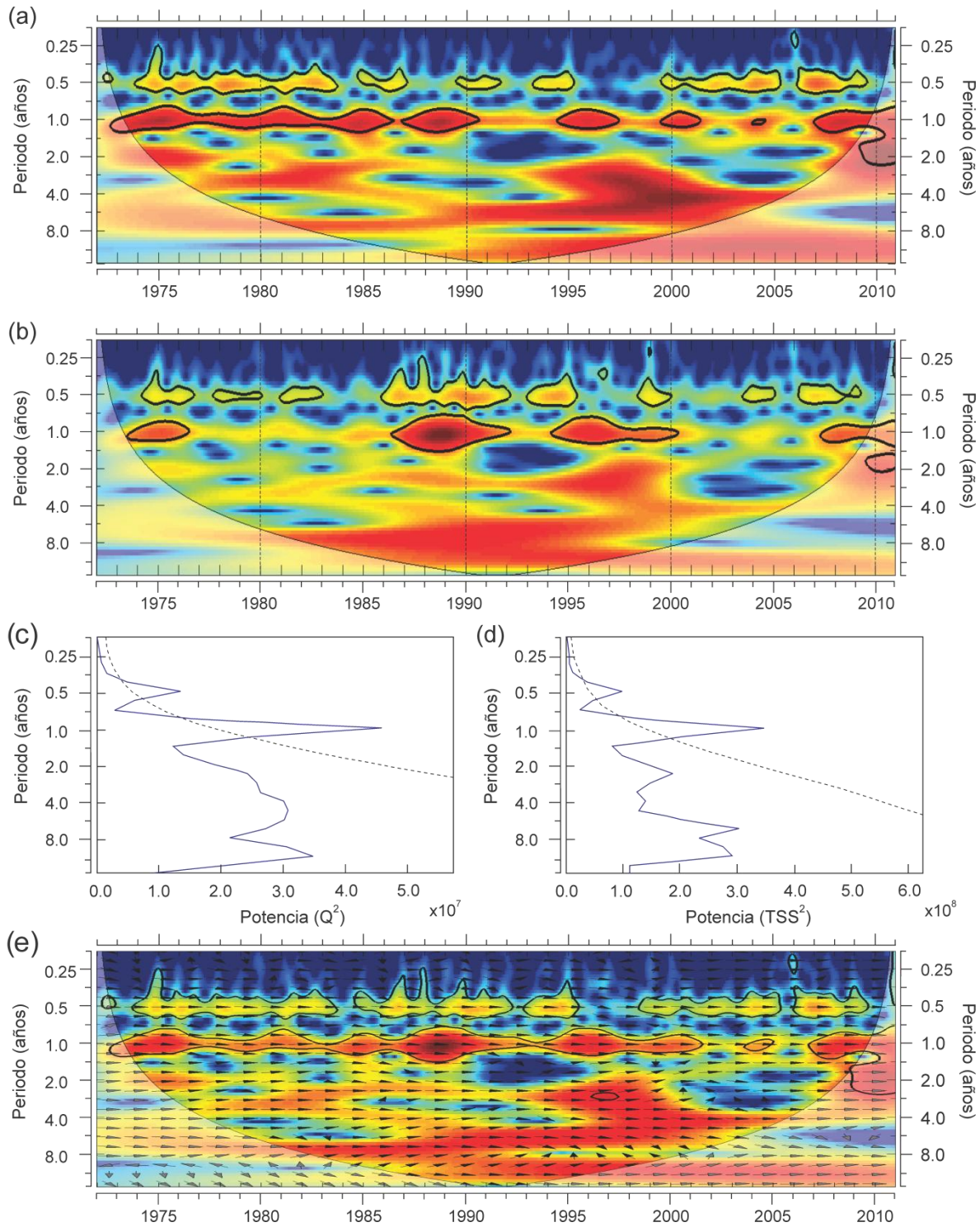


Figura 4.2. Rio Magdalena – Transformada continua Wavelet (CWT) para el (a) caudal y (b) TSS. Espectro global Wavelet para (c) caudal y (d) TSS. (e) Transformada cruzada Wavelet (XWT) del caudal y el TSS. Los colores rojos en el espectro Wavelet indican altos valores de los coeficientes de la transformada (potencia). El contorno negro grueso delimita el área de 95% de nivel de confianza contra un ruido rojo AR(1); el cono de influencia en donde los efectos de borde no son despreciables es mostrado como un contorno sombreado. Las flechas indican la relación relativa de fase (en-fase señalando a la derecha, anti-fase señalando a la izquierda, caudal liderando al TSS por 90° señalando hacia abajo).

El espectro continuo de la transformada wavelet (CWT) de la serie de TSS del río Magdalena exhibió un componente semi-anual (6 meses) que mostró su máxima potencia en los periodos 1974-1976, 1986-1992, 1993-1995, 1999 y 2007-2010 (**Figura 4.2b**). La señal anual mostró su máxima potencia desde 1974 hasta 1976, 1986 hasta 1992, 1994 hasta 2000, y 2007 hasta 2010 (**Figura 4.2b**). A escala interanual, el TSS exhibió una componente cuasi-bienal entre los periodos 1987-2000 y 2009-2010. Además, se detectó una componente de 4-5 años, entre 1997 y 2002, y una componente de 5-7 años, entre 1983 y 2000. Esta última presentó su máxima potencia durante el periodo 1985-1996. Una oscilación cuasi-decadal (8-12 años) apareció en 1985 y se presentó hasta 2010. El CWT también resaltó un periodo de intensa actividad oscilatoria alrededor de 1988-1990 y 1995-1998, caracterizado por la ocurrencia simultánea de las oscilaciones de 0.5-1, 2-3, 5-7, y 8-12 años, así como también durante el periodo 2009-2010, con la ocurrencia simultánea de las oscilaciones de 1 año, 2-3 años, y 8-12 años (**Figura 4.2b**). Durante estos periodos se presentaron altos valores de TSS (**Figura 4.1**). La banda anual del espectro del TSS apareció como la principal componente oscilatoria, mientras que la banda de 5-7 años se mostró como la fuente de variabilidad de segundo orden (**Figura 4.2d**).

Las componentes oscilatorias mayores a un año no fueron significativas para ambos parámetros hidrológicos, caudal y TSS, por lo que deben ser interpretadas con prudencia (**Figura 4.2c y 4.2d**). Sin embargo, esta información fue considerada de utilidad debido a que (1) la CWT aísla las señales ocultas en el ruido, (2) las señales identificadas están dentro del rango definido por la frecuencia de corte (i.e. *cutoff frequency*) y el cono de influencia (i.e. *edge effects*), y (3) la técnica de rellenado con ceros (i.e. *zero padding*) podría reducir la verdadera potencia de las oscilaciones de baja frecuencia. En consecuencia, se considera que es necesaria una serie de tiempo más extensa para probar la significancia estadística de estas oscilaciones. La transformada cruzada Wavelet (XWT) entre el caudal y el TSS del río Magdalena reveló una potencia común significativa en la banda semi-anual (0.5 años) durante los periodos 1974-1983, 1985-1992, 1993-1995, 1999-2005, y 2006-2010. La mayor dependencia de escala fue observada en la escala anual, excepto en el periodo 2001-2007 cuando ambas series de tiempo mostraron bajas potencias en sus coeficientes de la CWT. La XWT mostró que el caudal y el TSS están en fase en todos los sectores con potencias comunes significativas. Por fuera de las áreas con potencias significativas la relación también es predominantemente en fase, lo que indica una relación entre estos parámetros de fase bloqueada (i.e. *phase-locked*) (**Figura 4.2e**).

4.3. El Caudal del Magdalena en el Contexto Regional

4.3.1. Aportes de agua dulce al Mar Caribe: magnitud y tendencias de largo plazo

El caudal medio mensual de los ríos que drenan la planicie Caribe colombiana varía entre $4.63 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ y $6497 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ (**Tabla 4.2**). La diferencia entre la media mensual y el valor máximo mensual es hasta de dos órdenes de magnitud para cada río; mientras que para los valores máximos y mínimos mensuales esta diferencia pueden ser hasta de tres órdenes de magnitud (**Tabla 4.2**). Estas relaciones permiten estimar la variabilidad de la descarga (Q_{\max}/Q_{\min}) y el régimen de inundaciones (Q_{\max}/Q). Los ríos que nacen en la Sierra Nevada de Santa Marta, con una variabilidad de descarga entra alta y extremadamente alta, también corresponden a un régimen de altas inundaciones. Considerando que estos sistemas fluviales tienen áreas de drenaje inferiores a $5.0 \times 10^3 \text{ km}^2$ en zonas montañosas, el relieve es un factor primario dentro de los procesos que controlan los caudales extremos y la variabilidad hidrológica. Los ríos que nacen

en la región Andina, que drenan extensas mesetas o valles aluviales bajos, están caracterizados por una variabilidad de descarga entre baja y media, y un régimen de bajas inundaciones (**Figura 4.3**). Los ríos que drenan la planicie Caribe colombiana aportan $\sim 330.5 \text{ km}^3 \text{ a}^{-1}$ de agua dulce al Mar Caribe. La mayor contribución es realizada por el río Magdalena con $205.1 \text{ km}^3 \text{ a}^{-1}$, que representa el 62% de la descarga total de agua dulce aportada por estos ríos.

Tabla 4.2. Área de drenaje (A), altura del nacimiento, caudal medio mensual (Q), caudal máximo mensual (Q_{\max}), caudal mínimo mensual (Q_{\min}), régimen de inundación (Q_{\max}/Q), y variabilidad de descarga (Q_{\max}/Q_{\min}), de los ríos que drenan la planicie Caribe colombiana.

Río	A (10^3 km^2)	Nacimiento (m.s.n.m.)	Q ($\text{m}^3 \text{ s}^{-1}$)	Q_{\max} ($\text{m}^3 \text{ s}^{-1}$)	Q_{\min} ($\text{m}^3 \text{ s}^{-1}$)	Q_{\max}/Q (-)	Q_{\max}/Q_{\min} (-)
1. Sucío	4.52	4080	278.57	1630.0	22.80	5.9	71.5
2. Mulatos	0.01	1118	4.63	35.4	0.01	7.7	3539.0
3. Sinú	14.73	3960	398.09	858.2	29.10	2.2	29.5
Magdalena	257.43	3600					
4. Canal del Dique	-		430.30	818.0	44.59	1.9	18.3
5. Calamar	-		6497.21	16913.0	1520.0	2.6	11.1
6. Fundación	1.87	2986	28.20	872.5	1.80	30.9	484.7
7. Aracataca	0.93	4408	17.81	360.0	0.78	20.2	459.8
8. Frío	0.32	3716	13.80	618.0	1.06	44.8	583.0
9. Palomino	0.68	4785	25.71	1000.0	2.0	38.9	500.0
10. Ranchería	4.23	3700	12.83	316.5	0.01	24.7	31650

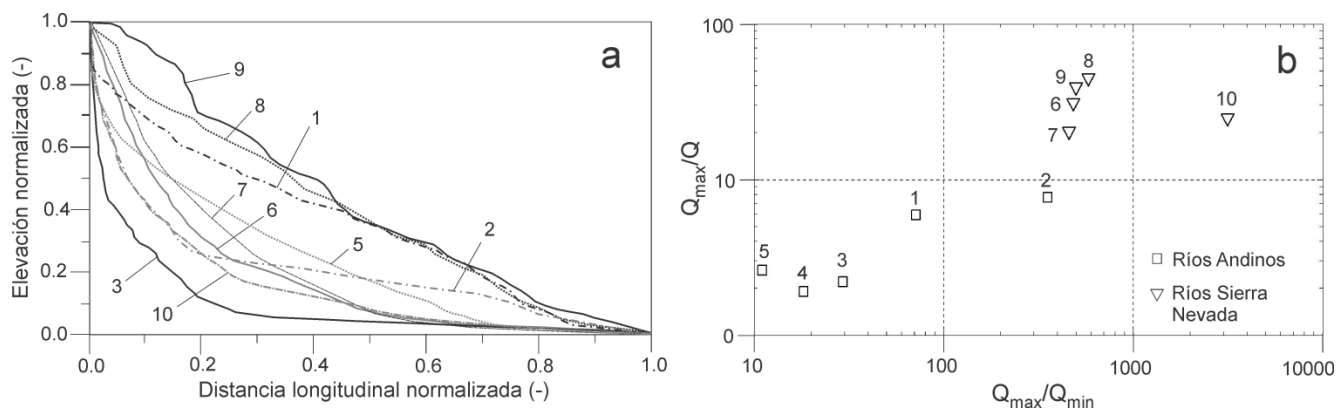


Figura 4.3. Ríos de la planicie Caribe colombiana: (a) perfiles longitudinales; (b) régimen de inundación (Q_{\max}/Q) y variabilidad de descarga (Q_{\max}/Q_{\min}).

Por medio del análisis MKT fueron identificadas tendencias significativas en los caudales anuales de los ríos Mulatos, Magdalena (en Calamar), Canal del Dique, y Fundación, los cuales mostraron tendencias crecientes significantes para niveles de confianza de 90%, 95%, 99%, y 95%, respectivamente (**Tabla 4.3**). Estas tendencias ascendentes fueron más pronunciadas después del año 2000 (**Figura 4.4** y **Tabla 4.4**). La magnitud del cambio del caudal por unidad de tiempo, calculada como la relación entre la pendiente *Sen's* (**Tabla 4.3**) y el caudal medio (**Tabla 4.2**), fue mayor en el Canal del Dique y el río Mulatos. Aunque la mayoría de los ríos no mostraron tendencias significativas en sus registros hidrológicos, el caudal anual de todos estos

sistemas fluviales se incrementó hasta un 30% desde 2000 hasta 2010 (**Tabla 4.4**). Por ejemplo, los caudales medios anuales de $6334.9 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ (Magdalena) y $24.4 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ (Palomino) registrados antes del 2000, fueron menores comparados con los caudales experimentados durante el intervalo 2000-2010, que ascendieron a $7391.6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ y $28.4 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, respectivamente (**Tabla 4.4**).

Tabla 4.3. Resultados de los análisis MKT y pendiente de *Sen's* para las series de tiempo del caudal medio anual de los ríos de la planicie Caribe colombiana.

Río	Estación de aforo	Mann – Kendall Test				Pendiente <i>Sen's</i> ($\text{m}^3 \text{ s}^{-1} \text{ a}^{-1}$)
		Primer Año	Último Año	No. Años	Test Z	Valor <i>p</i>
Sucío	Mutata	1976	2010	35	1.36	n.s.
Mulatos	Pueblo Bello	1977	2010	34	1.79	$p < 0.10$
Sinú	Cotoca Abajo	1970	2010	41	1.22	n.s.
Magdalena						
<i>Canal del Dique</i>	Santa Helena	1979	2010	32	3.78	$p < 0.01$
<i>Calamar</i>	Calamar	1941	2010	70	2.02	$p < 0.05$
Fundación	Fundación	1958	2010	53	2.01	$p < 0.05$
Aracataca	Puente Ferrocarril	1965	2010	46	0.55	n.s.
Frío	Rio Frío	1965	2009	45	1.46	n.s.
Palomino	Puente Carretera	1973	2010	38	0.72	n.s.
Ranchería	Hacienda Guamito	1976	2007	35	0.37	n.s.

Nota. n.s. = estadísticamente no significativo.

4.3.2. Variabilidad estacional y efectos preliminares del evento ENSO

El ciclo anual de caudales fue estimado usando toda la serie de registros hidrológicos (**Tabla 4.1**). Los ríos muestran un marcado ciclo anual con caudales máximos durante abril-mayo y octubre-diciembre. Los periodos de enero-marzo y junio-septiembre corresponden a las estaciones secas y de transición, respectivamente (**Figura 4.5**). Las variaciones estacionales de caudal son mayores que los cambios interanuales (**Figura 4.4** y **4.5**). El análisis MKT de caudales mensuales se presenta en la **Tabla 4.5**. En general, los meses que presentan un incremento significativo en el caudal son los correspondientes a la primera estación húmeda (abril-mayo). Las tendencias crecientes durante los meses de transición y la segunda estación húmeda son menos comunes y significantes. Durante los meses de la estación seca no se encontraron tendencias significativas (**Tabla 4.5**).

Se estimaron caudales medios mensuales para años normales, El Niño, y La Niña, con el fin de explorar los impactos inducidos por el ENSO sobre el ciclo anual de caudales (**Figura 4.5**). Los ríos Sucío, Sinú, Canal del Dique, y Magdalena, mostraron caudales más altos y más bajos durante La Niña y El Niño, respectivamente. Estas diferencias fueron notables en los extremos del ciclo anual, y menores durante el periodo abril-junio (**Figura 4.5**). Estos resultados concuerdan con los patrones esperados de la influencia del ENSO.

Tabla 4.4. Ríos de la planicie Caribe colombiana: resultados del MKT, pendiente de *Sen's*, y caudal medio anual para dos periodos seleccionados (Pre-2000 y Post-2000).

Rio	Pre - 2000					Post - 2000				
	<i>Mann – Kendall Test</i>			Pendiente <i>Sen's</i>	Q	<i>Mann – Kendall Test</i>			Pendiente <i>Sen's</i>	Q
	Primer Año	Último Año	Test Z	(m ³ s ⁻¹ a ⁻¹)	(m ³ s ⁻¹)	Primer Año	Último Año	Test Z	(m ³ s ⁻¹ a ⁻¹)	(m ³ s ⁻¹)
Sucío	1976	1999	0.32	0.465	273.4	2000	2010	2.34	11.854	290.6
Mulatos	1977	1999	0.56	0.025	4.3	2000	2010	0.00	0.018	5.51
Sinú	1970	1999	-0.54	-0.886	390.7	2000	2010	<i>1.71</i>	9.974	419.3
Magdalena						2000	2010			
Canal del Dique	1979	1999	2.02	7.278	393.9	2000	2010	2.33	34.850	498.3
Calamar	1941	1999	0.94	10.199	6334.9	2000	2010	2.18	493.697	7391.6
Fundación	1958	1999	2.82	0.178	27.6	2000	2010	2.65	3.280	30.45
Aracataca	1965	1999	-0.17	-0.014	16.6	2000	2010	-1.25	-1.690	25.35
Frío	1965	1999	0.85	0.045	13.3	2000	2009	2.50	1.540	15.3
Palomino	1973	1999	-0.90	-0.150	24.4	2000	2010	2.02	2.030	28.4
Ranchería	1976	1999	-0.27	-0.056	12.3	2000	2007	1.56	1.381	14.3

Tabla 4.5. Ríos de la planicie Caribe colombiana: resultados del análisis MKT (valor *p*) para las medias mensuales de caudal.

	Sucío	Mulatos	Sinú	Canal del Dique	Calamar	Fundación	Aracataca	Frío	Palomino	Ranchería
Enero	1.15	0.00	0.28	2.12	2.56	-0.88	-0.63	1.24	0.21	0.00
Febrero	0.68	0.04	1.27	2.48	1.35	0.25	0.82	2.53	-0.55	-1.22
Marzo	0.38	1.16	3.32	2.19	1.27	2.43	3.17	2.58	0.10	-1.35
Abril	-0.10	1.23	2.15	3.23	1.69	1.94	2.45	2.73	1.99	0.08
Mayo	0.62	2.05	1.38	3.81	1.95	1.81	0.99	2.79	0.58	-0.24
Junio	0.91	0.85	1.22	3.21	1.82	1.51	0.32	1.46	0.54	-1.35
Julio	2.24	0.92	1.34	3.00	1.48	1.48	1.70	2.28	0.55	-0.28
Agosto	1.25	0.77	1.34	3.23	0.59	0.59	-0.40	2.11	0.31	0.00
Septiembre	0.84	0.18	0.86	2.71	0.73	1.40	0.11	1.07	-0.75	0.44
Octubre	-0.17	-0.03	-1.03	2.47	2.04	1.70	0.62	1.42	-0.93	-0.15
Noviembre	1.55	-1.07	-1.07	2.30	3.17	0.99	-0.45	-0.17	0.10	0.37
Diciembre	1.05	1.25	-1.09	2.04	2.35	0.88	-0.15	1.68	1.43	1.12

Nota. Números en negrita y cursiva indican significancia para un nivel de confianza del 95%; números en negrita indican significancia para un nivel de confianza del 99%.

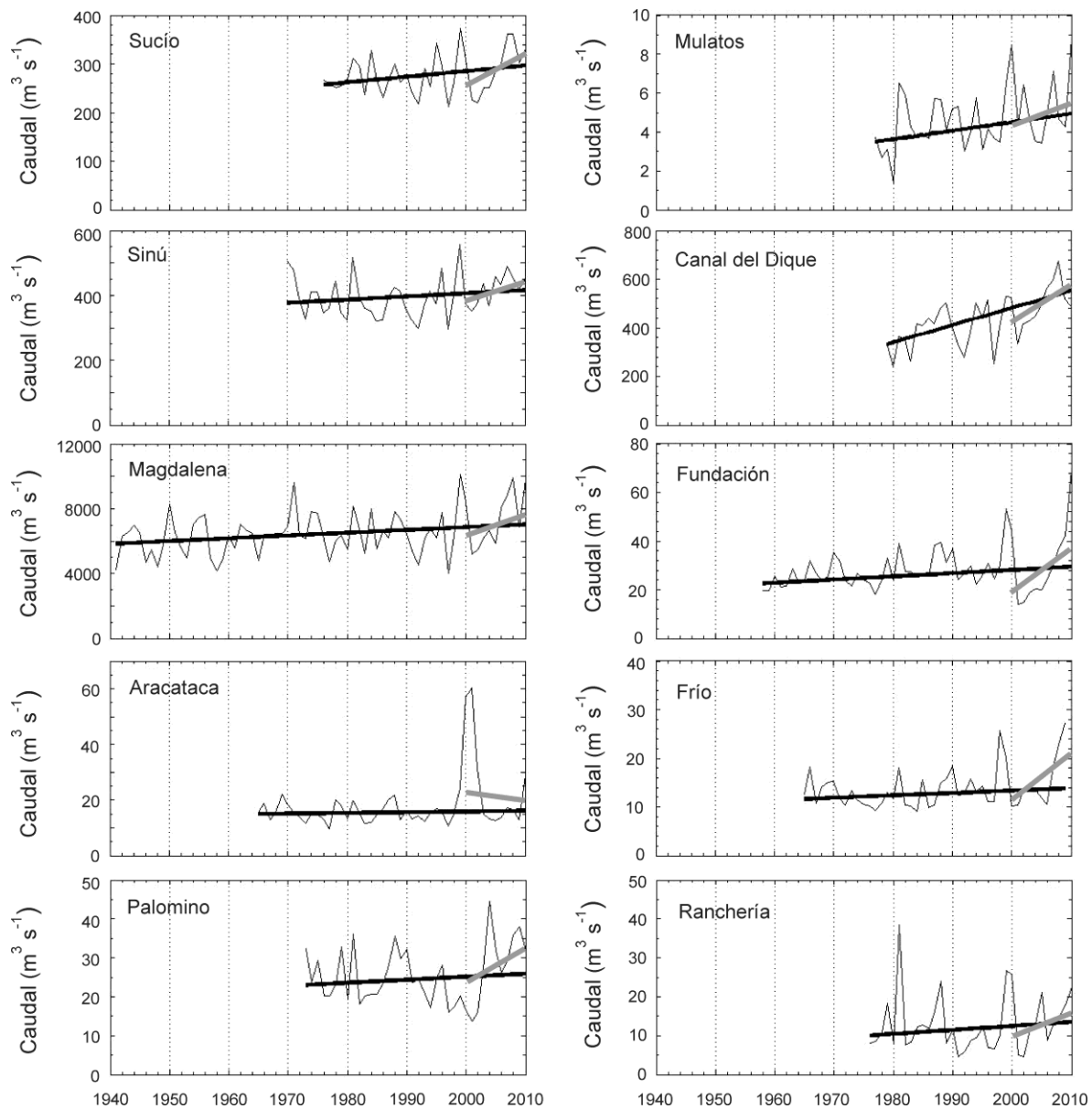


Figura 4.4. Caudal medio anual (línea delgada), tendencia de largo plazo (línea negra gruesa) y tendencia para el periodo 2000-2010 (línea gris gruesa) para los ríos de la planicie Caribe colombiana.

Por el contrario, no se observaron diferencias apreciables entre los años normales, El Niño, y La Niña, para los ríos Mulatos, Fundación, Aracataca, Frío, Palomino, y Ranchería, durante parte del ciclo anual. En estos últimos ríos, desde abril hasta junio los mayores caudales ocurrieron durante años normales o El Niño. Estos resultados no corresponden exactamente con los patrones esperados de la influencia del ENSO (**Figura 4.5**).

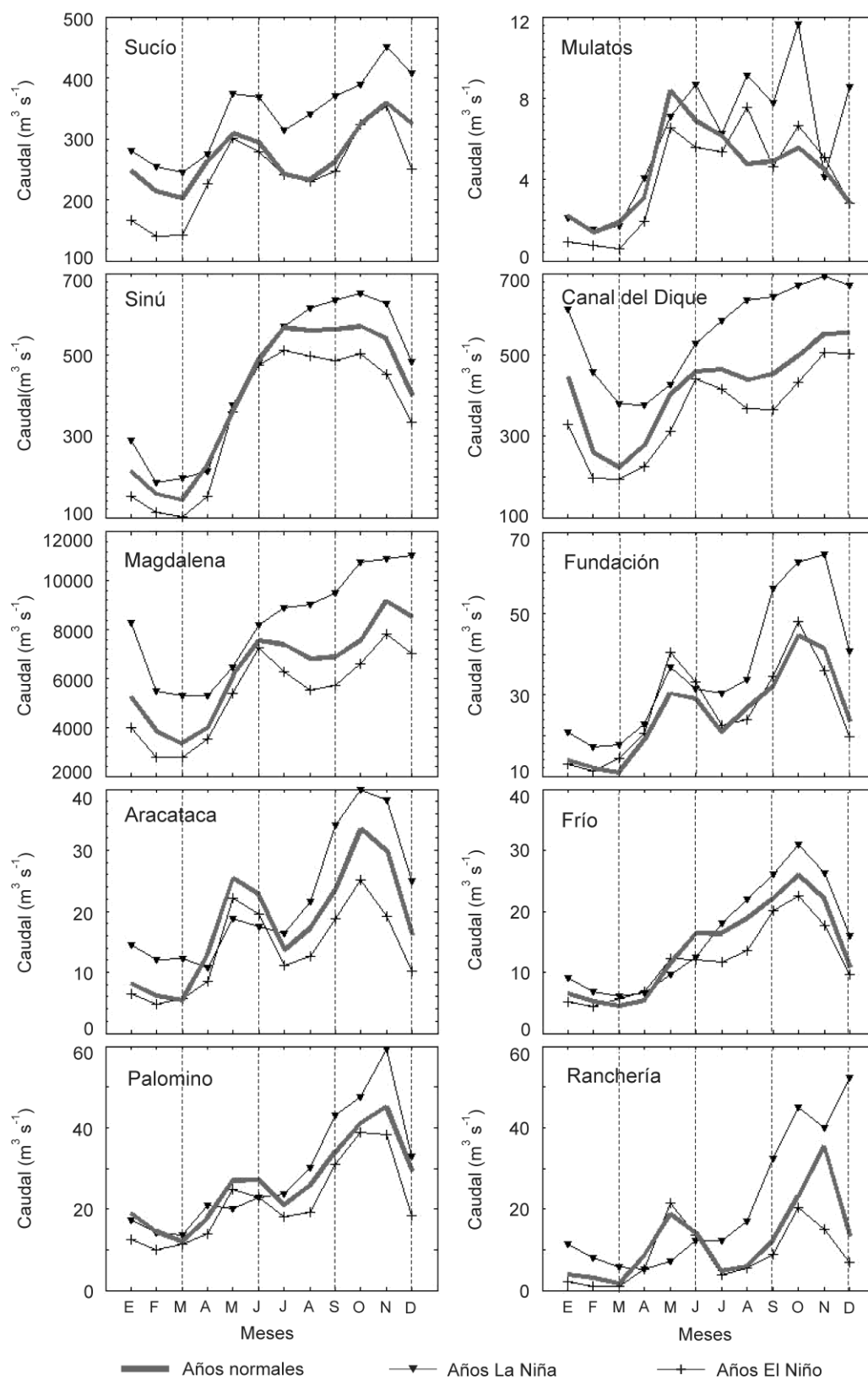


Figura 4.5. Ciclo anual - Caudal estacional durante años normales, La Niña, y El Niño.

Los resultados de un análisis de correlación cruzada entre el caudal mensual y las anomalías mensuales del índice de oscilación del sur (IOS), calculado para cuantificar preliminarmente los efectos del ENSO en las series de tiempo de caudal, se presentan en la **Figura 4.6**. Entre 1950 y 2010, se presentaron 11 y 8 eventos El Niño y La Niña moderados-fuertes, respectivamente (**Figura 4.6**). En general, los altos caudales mensuales y las anomalías positivas del IOS mostraron correlaciones entre moderadas y altas; en consecuencia, los altos caudales coinciden con anomalías positivas de IOS. Por ejemplo, los caudales anormalmente altos (i.e. > 2 desviaciones estándar) que se presentaron en la mayoría de los ríos (excepto en Mulatos) durante el periodo 1988-1989, coincidieron con una larga e intensa fase fría del ENSO (La Niña), que se extendió desde abril de 1988 a julio de 1989 (**Figura 4.6**). En contraste, los bajos caudales mensuales y las anomalías negativas del IOS mostraron correlaciones moderadas-pobres para los ríos Andinos y pobres para los ríos de la Sierra Nevada de Santa Marta. Aunque el evento de 1982-1983 fue uno de los más intensos en el registro del IOS (1951-2010), este evento no coincidió con un severo descenso de los caudales en la mayoría de estos ríos y por tanto el evento ENSO no tuvo los efectos adversos previstos sobre el caudal (**Figura 4.6**). Además, las anomalías negativas del IOS de 1977-1978, 1987 y 2006-2007 no coincidieron con caudales excesivamente bajos, especialmente en los ríos de la Sierra Nevada de Santa Marta (**Figura 4.6**). Las mayores correspondencias entre las anomalías IOS y el caudal fueron observadas entre 1998-2001 y 2010. Las fuertes anomalías positivas del IOS registradas en estos periodos coincidieron con caudales anormalmente altos (**Figura 4.6**) y en consecuencia, con severas inundaciones a lo largo de la planicie Caribe colombiana. Sin embargo, una anomalía positiva similar registrada entre abril de 1973 y abril de 1976 no estuvo asociada a un incremento drástico en los caudales (**Figura 4.6**).

4.3.3. Periodicidades: oscilaciones de corto y largo plazo del caudal

Las oscilaciones semi-anales aparecen como intermitentes y relativamente dispersas para la mayoría de los ríos. Los ríos Sucío, Canal del Dique y Magdalena muestran un componente de 6-meses visible aproximadamente entre 1976-1994 y 2000-2010. Los ríos Fundación, Aracataca, y Ranchería revelaron fluctuaciones temporalmente localizadas de este componente entre 1980-1990 y 2000-2010 (**Figura 4.7**). La dinámica temporal de la oscilación anual también varía entre los diferentes ríos. Esta señal aparece como estacionaria para el río Sinú, mientras que en los ríos Magdalena y Frío está caracterizada como una componente cuasi-continua de comparable magnitud a lo largo del registro hidrológico. En algunos ríos la señal anual es intermitente. Por ejemplo, los ríos Mulatos, Canal del Dique, Fundación, Aracataca, Palomino y Ranchería, exhiben cortos periodos de intensa actividad sobre los intervalos 1985-1990 y 2005-2010 (**Figura 4.7**), que coinciden con un incremento del caudal durante estos periodos (**Figura 4.6**).

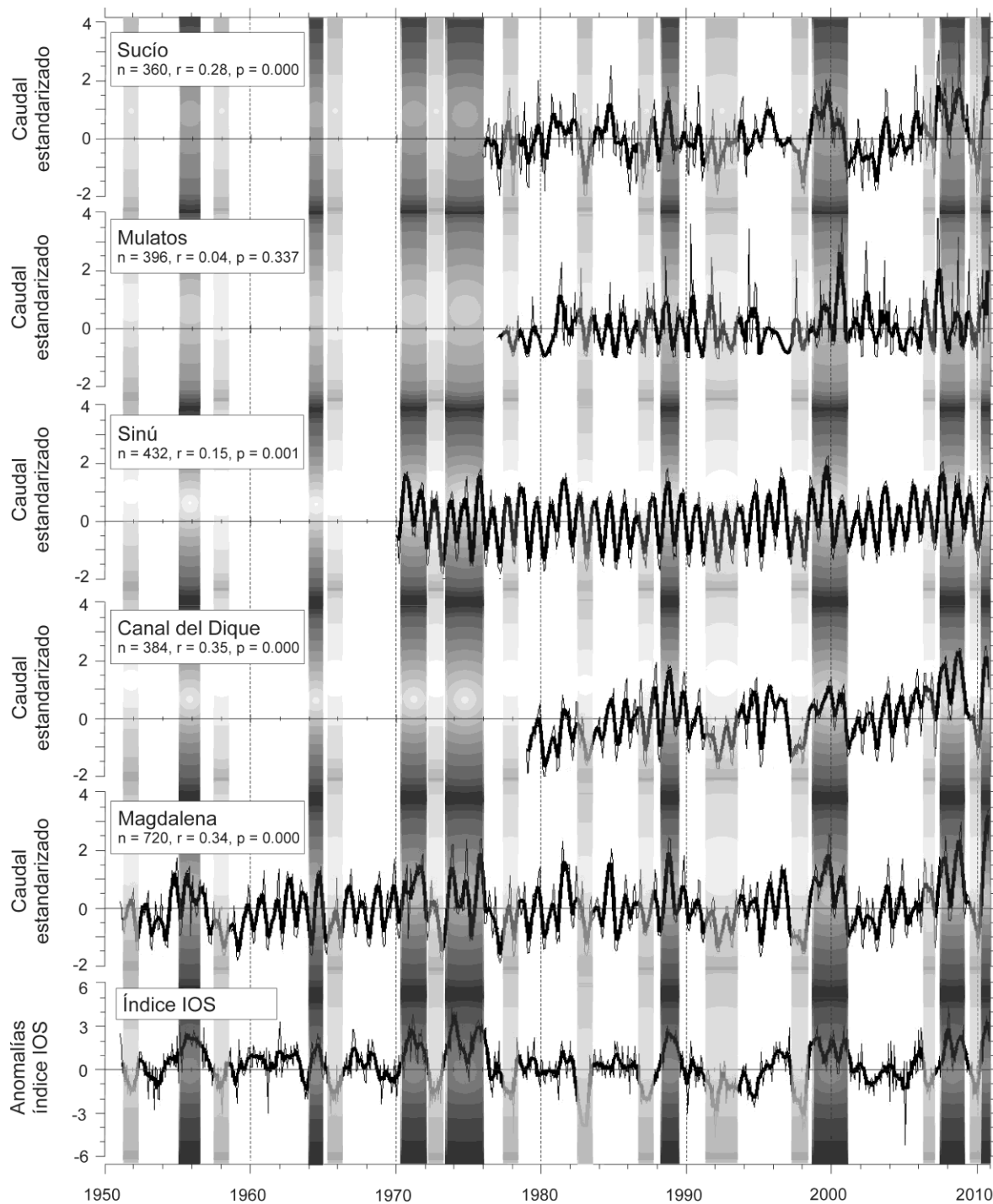


Figura 4.6. Caudales mensuales estandarizados y anomalías del índice IOS (líneas delgadas); media móvil de 5 meses superpuestas sobre las series de tiempo (línea negra gruesa). Los recuadros gris y gris claro representan las fases fría y cálida del fenómeno ENSO, respectivamente. Los estadísticos de la correlación cruzada entre los caudales mensuales y las anomalías mensuales-IOS son mostrados en el recuadro superior izquierdo.

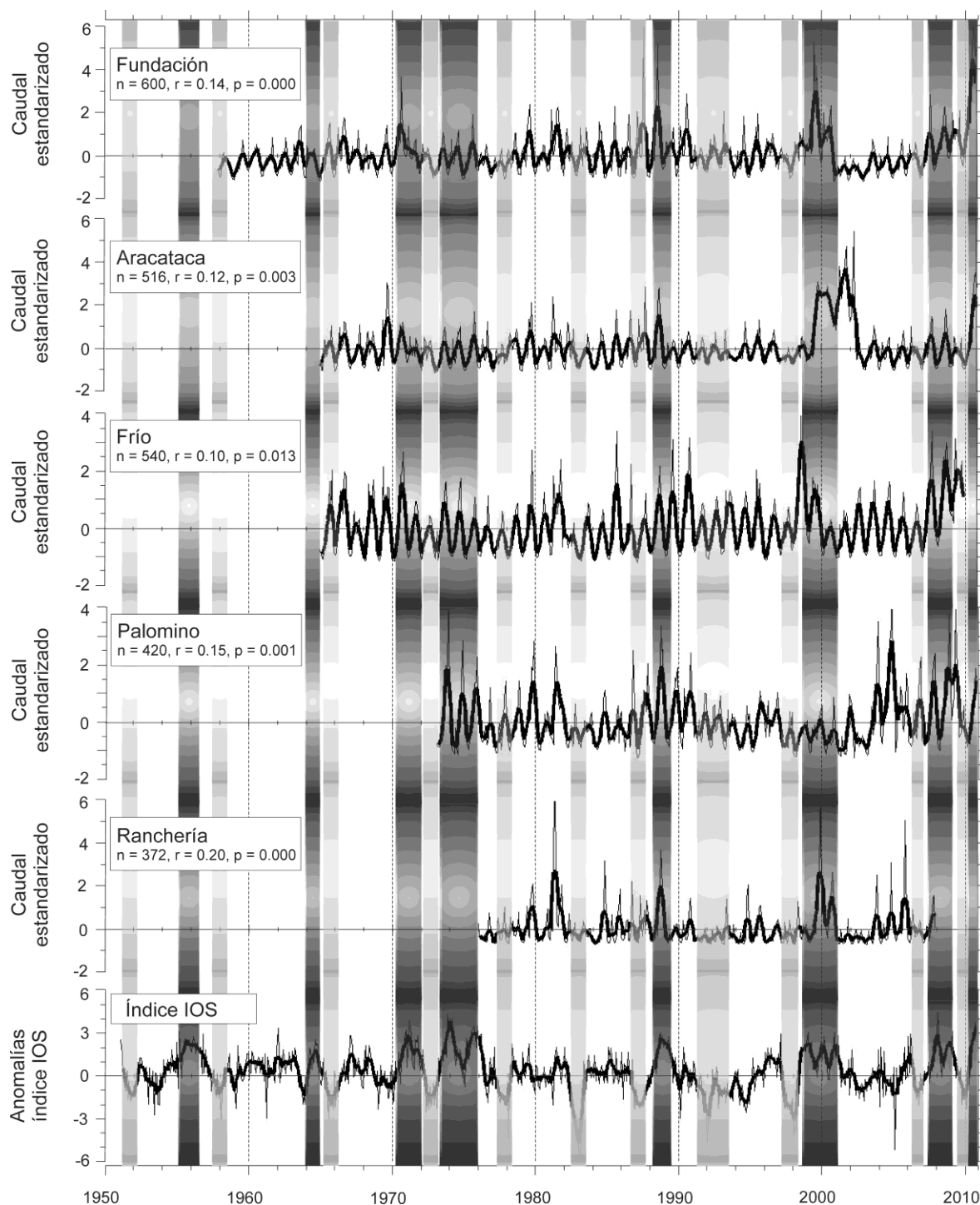


Figura 4.6 (Cont.). Caudales mensuales estandarizados y anomalías del índice IOS (líneas delgadas); media móvil de 5 meses superpuestas sobre las series de tiempo (línea negra gruesa). Los recuadros gris y gris claro representan las fases fría y cálida del fenómeno ENSO, respectivamente. Los estadísticos de la correlación cruzada entre los caudales mensuales y las anomalías mensuales-IOS son mostrados en el recuadro superior izquierdo.

Las fluctuaciones interanuales de caudal en estos sistemas fluviales están caracterizadas por un componente intermitente de 3-7 años. La CWT de los ríos Sucio y Ranchería destacó un componente de 3-4 años en el intervalo 1980-1988 y un componente de 4-7 años entre 1995 y

2005. La componente de 3-7 años apareció en los ríos Sinú, Fundación y Aracataca durante 1995-2005, y se extendió desde 1996 a 2010 en los ríos Frío y Palomino; mientras que el Canal del Dique exhibió una fluctuación de 3-7 años desde 1998 hasta 2002. El CWT del caudal del río Magdalena mostró una componente de 5-7 años durante el periodo 1948-1960, un componente de 3-4 años entre 1970 y 1976, y una intensa oscilación de 3-7 años a lo largo del intervalo 1994-2004. La mayoría de las componentes de 3-7 años exhibieron su máxima potencia entre 1998 y 2002 (**Figura 4.7**). Una oscilación cuasi-decadal (8-12 años) surgió en la mayoría de los ríos en 1990 y se extendió hasta 2010; esta señal fue particularmente intensa entre 1998 y 2010 en los ríos Sucío, Magdalena, Fundación, Aracataca y Frío (**Figura 4.7**).

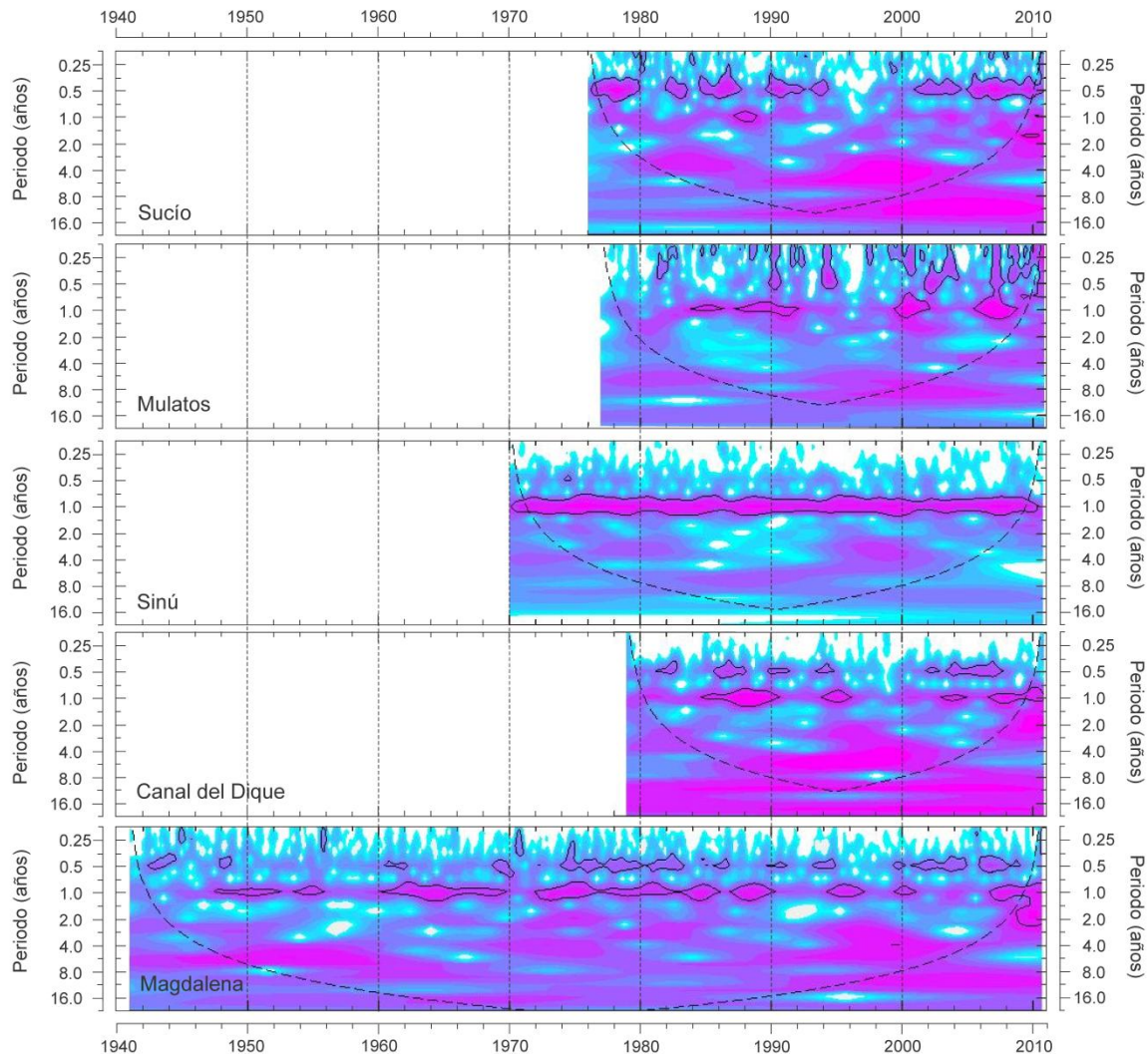


Figura 4.7. Transformada Continua Wavelet (CWT) para los ríos de la planicie colombiana - Caudal. El color púrpura oscuro/claro corresponden a valores altos/bajos de los coeficientes de la transformada (potencia). El contorno negro grueso delimita las zonas con un nivel de confianza del 95% contra un ruido rojo AR(1); el cono de influencia en donde los efectos de borde no son despreciables es mostrado como una línea negra punteada.

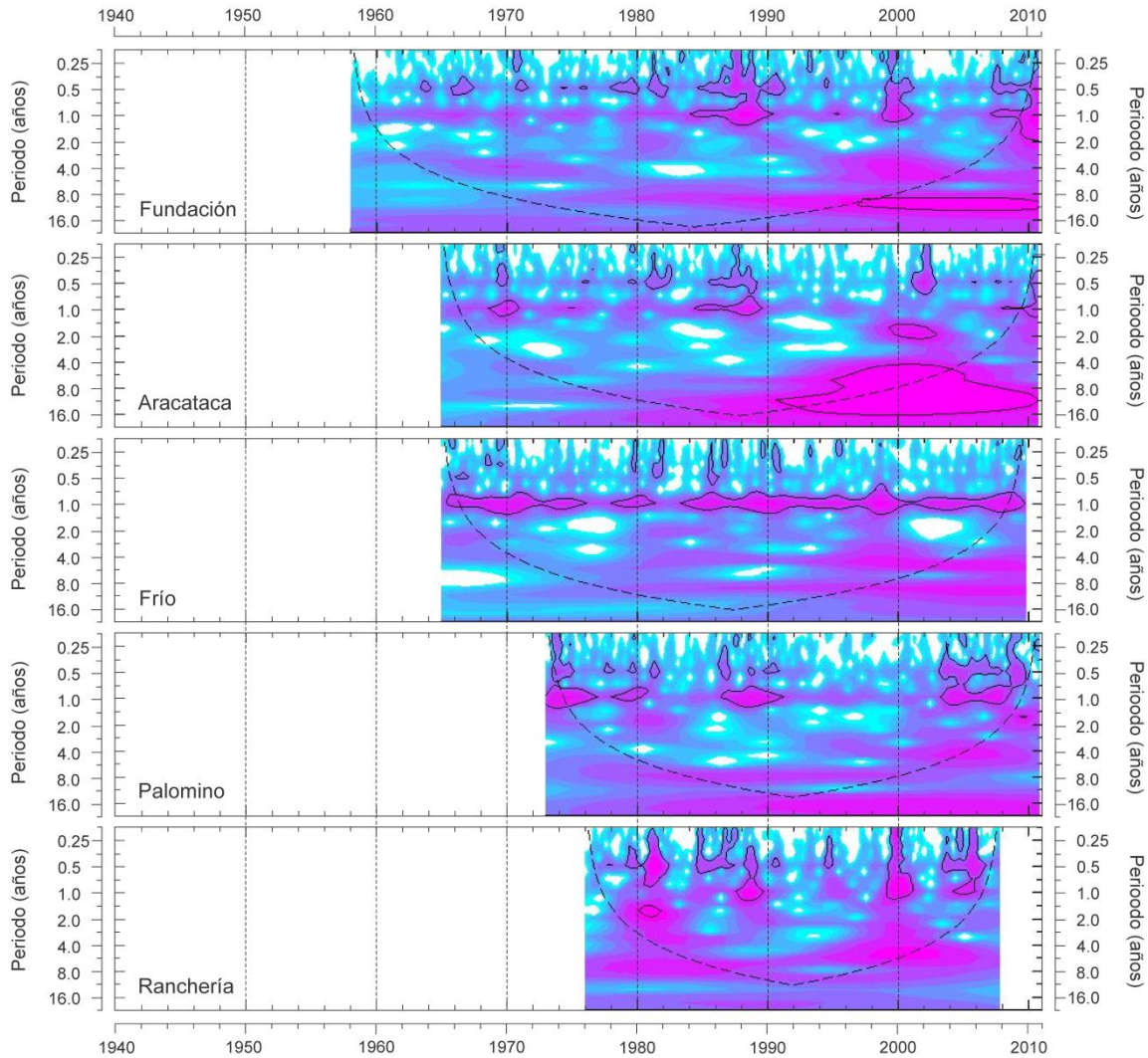


Figura 4.7 (Cont.). Transformada Continua Wavelet (CWT) para los ríos de la planicie colombiana - Caudal. El color púrpura oscuro/claro corresponden a valores altos/bajos de los coeficientes de la transformada (potencia). El contorno negro grueso delimita las zonas con un nivel de confianza del 95% contra un ruido rojo AR(1); el cono de influencia en donde los efectos de borde no son despreciables es mostrado como una línea negra punteada.

El CWT resaltó un periodo de intensa actividad desde 1998 hasta 2002, en donde las principales componentes oscilatorias aparecieron de manera simultánea. Por ejemplo, los caudales del Magdalena, Fundación, y Ranchería exhibieron oscilaciones superpuestas de las señales de 0.5-1 año, 4-7 años, y 9-12 años durante el intervalo 1998-2002; mientras que la oscilación de 4-7 años coincidió con la señal cuasi-decadal en los ríos Sucío, Canal del Dique, Aracataca y Frío a lo largo del mismo periodo (**Figura 4.7**). La superposición de señales oscilatorias también se presentó en el río Palomino entre 2004 y 2010 (**Figura 4.7**). Finalmente, una intensa oscilación cuasi-bienal surgió en los espectros de los ríos Sucío, Canal del Dique, Magdalena y Fundación en 2009 (**Figura 4.7**). Esta componente se superpuso con la señal de 9-12 años y coincidió con un periodo de severas inundaciones en la planicie Caribe colombiana.

El análisis de potencia de frecuencias específicas (i.e. *Wavelet power-frequency range*), que permite la recolección de información detallada sobre la potencia de una periodicidad específica a lo largo del tiempo, fue realizado para las señales de 2-8 años y 8-12 años (**Figura 4.8**). El componente de 2-8 años mostró un periodo de baja potencia antes de 1998, seguido posteriormente por un periodo de mayores oscilaciones con picos máximos en 1998-2002 y 2009-2010, observados en nueve y cinco de los ríos evaluados, respectivamente. El pico de 1998-2002 estuvo casi en fase en la mayoría de los ríos, excepto en el río Palomino. Los ríos Mulatos y Ranchería también mostraron una oscilación marcada de esta banda entre 1981 y 1982 (**Figura 4.8a**). La componente de 8-12 años exhibió un estado cuasi-estacionario que fue interrumpido por una única gran oscilación, que comenzó en 1990 y que tuvo su máximo pico de potencia en 2005. Esta oscilación estuvo casi en fase en estos sistemas fluviales, con la notoria excepción de los ríos Palomino y Ranchería. En estos ríos la máxima potencia de esta señal estuvo localizada en 1985 y 1995, respectivamente (**Figura 4.8b**).

El proceso de integración de los CWT con respecto al tiempo conduce a obtener el espectro global Wavelet, como se muestra en la **Figura 4.9**. Los ciclos semi-anual (6 meses) y anual son visibles después de aplicar esta técnica. Su intensidad es de la misma magnitud (o menor) en comparación con las oscilaciones de gran escala. En los ríos Mulatos, Magdalena y Frío, la banda anual aparece como la principal componente oscilatoria, mientras que la componente de 3-7 años se mostró como la fuente de variabilidad de segundo orden. En escalas interanuales, la componente de 3-7 años es común en todos los ríos, excepto en los ríos Sinú y Aracataca, que mostraron una marcada oscilación anual y cuasi-decadal, respectivamente (**Figura 4.9**). Esta banda interanual aparece como una fuente de variabilidad de segundo orden. La mayoría de las series de caudal también mostraron una fluctuación de 8-12 años, que en el caso de los ríos Sucío, Canal del Dique, Fundación, y Aracataca constituyó el principal componente oscilatorio (**Figura 4.9**). Las componentes oscilatorias mayores a un año no fueron significativas (excepto en el río Aracataca), por lo que deben ser interpretadas con prudencia. Sin embargo, esta información fue considerada de utilidad debido a que (1) las señales identificadas están dentro del rango definido por la frecuencia de corte (i.e. *cutoff frequency*) y el cono de influencia (i.e. *edge effects*), (2) la técnica de rellenado con ceros (i.e. *zero padding*) podría reducir la verdadera potencia de las oscilaciones de baja frecuencia, y (3) la CWT aísla las señales ocultas en el ruido (y que no son reveladas mediante otras técnicas convencionales). En consecuencia, se considera que son necesarias serie de tiempo más extensas para probar la significancia estadística de estas oscilaciones.

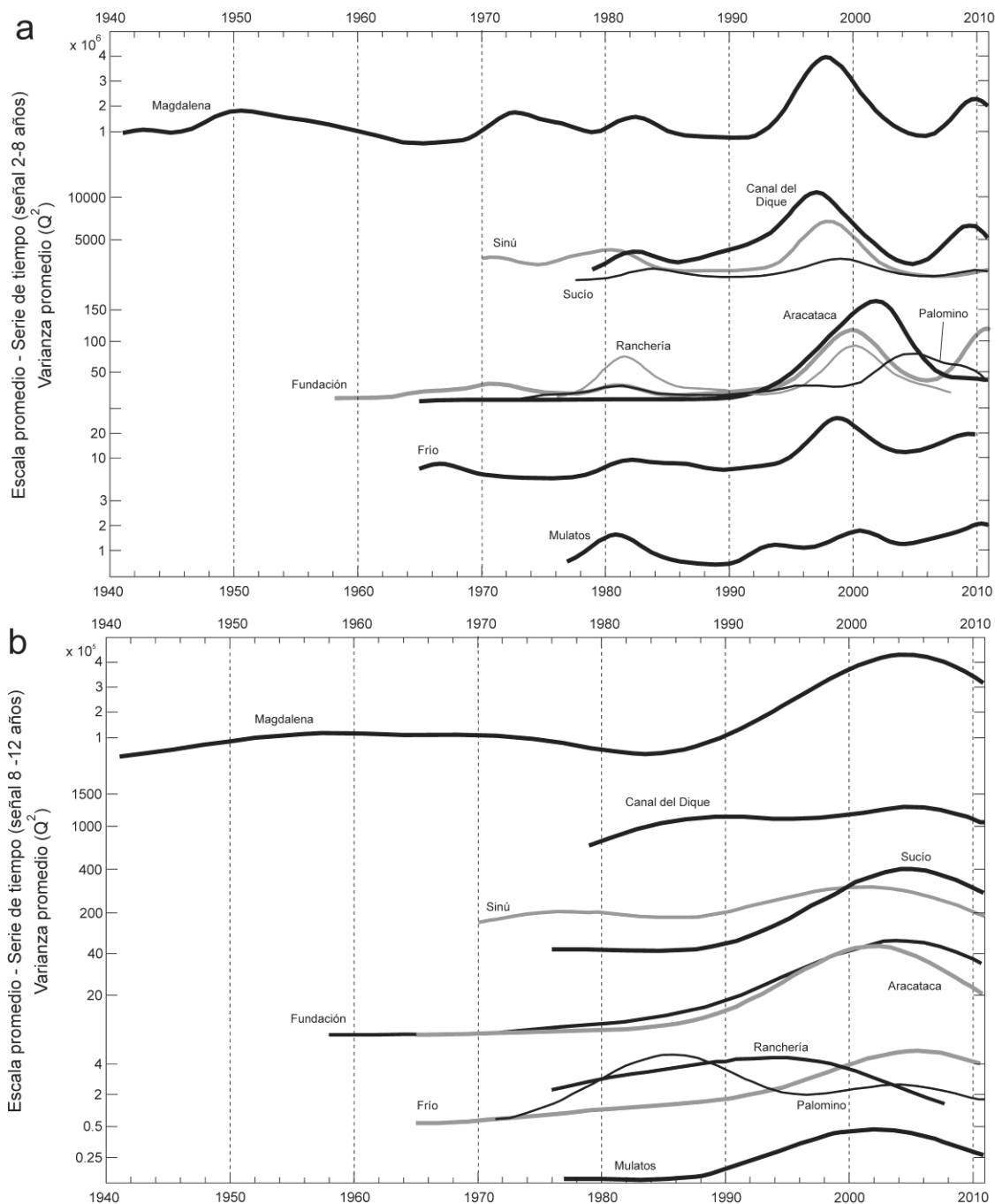


Figura 4.8. Caudal - Análisis de potencia de frecuencias específicas (*Wavelet power-frequency range*): varianza promedio para la señal de (a) 2-8 años y (b) 8-12 años.

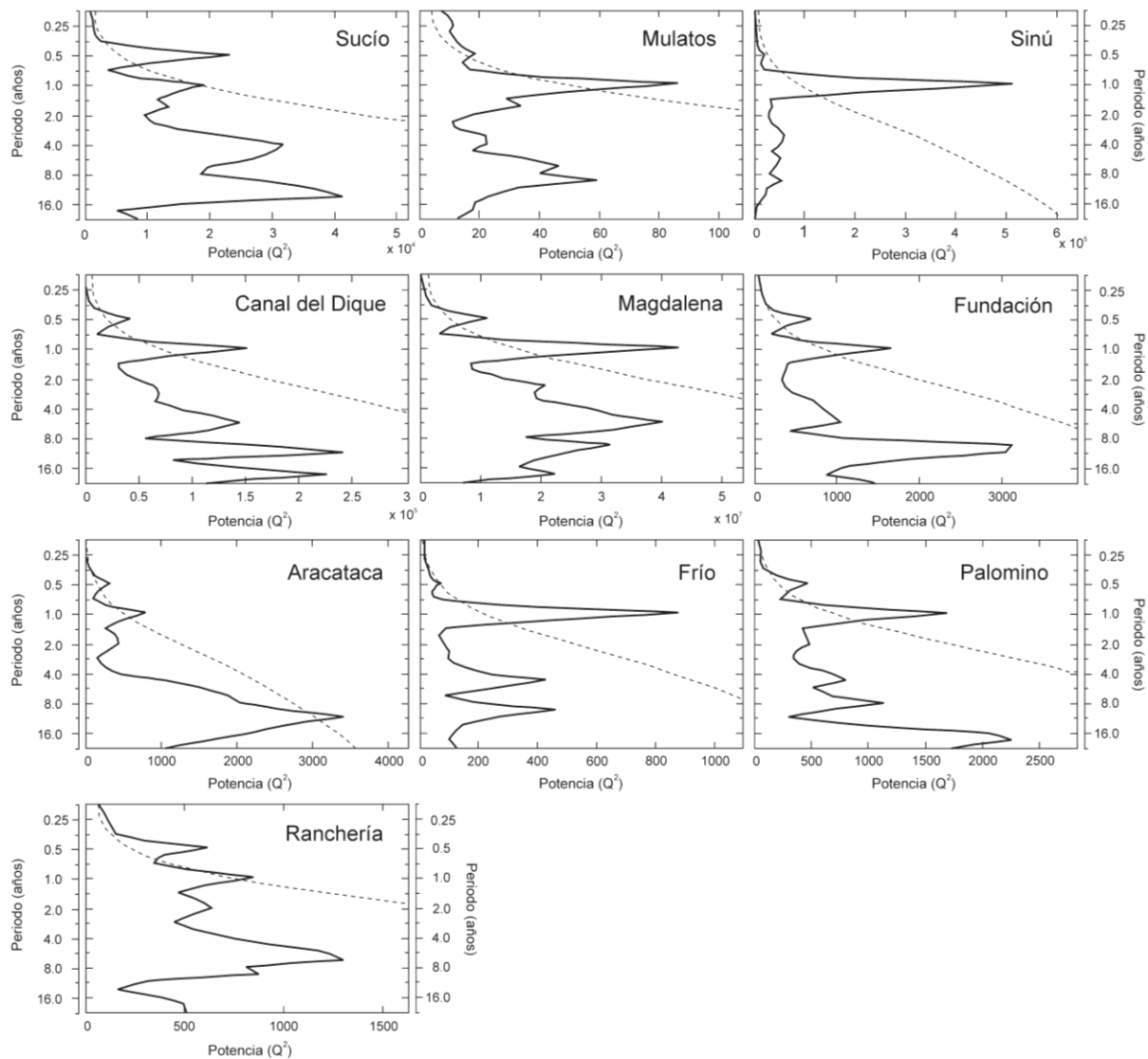


Figura 4.9. Caudal - Espectro global Wavelet de los ríos evaluados. La línea punteada delimita las zonas con un nivel de confianza del 95% contra un ruido rojo AR(1).

4.4. El Transporte de Sedimentos en Suspensión (TSS) del Magdalena en el Contexto Regional

4.4.1. Aportes de sedimentos en suspensión al Mar Caribe: magnitud y tendencias de largo plazo

La tasa media mensual de transporte de sedimento en suspensión (TSS) de los ríos que drenan la planicie Caribe colombiana varía entre $0.1 \times 10^3 \text{ t d}^{-1}$ y $390.8 \times 10^3 \text{ t d}^{-1}$ (**Tabla 4.6**). La diferencia entre la media mensual y el valor máximo mensual es hasta de un orden de magnitud para cada río; mientras que la diferencia entre los valores máximos y mínimos mensuales puede ser hasta de tres órdenes de magnitud (**Tabla 4.6**). Las tasas más altas de TSS se registran en los ríos con las mayores áreas de drenaje ($> 14.0 \times 10^3 \text{ km}^2$), mientras que los ríos con áreas de drenaje pequeñas ($< 5.0 \times 10^3 \text{ km}^2$) presentan las mayores variaciones mensuales del TSS (**Tabla 4.6**). Estos ríos contribuyen colectivamente con $\sim 146.3 \times 10^6 \text{ t a}^{-1}$ de sedimentos en suspensión al Mar

Caribe. La mayor contribución es realizada por el río Magdalena con $142.6 \times 10^6 \text{ t a}^{-1}$, que representa el ~97% de la descarga total de sedimentos en suspensión aportada por estos ríos.

Tabla 4.6. Área de drenaje (A), altura del nacimiento, tasa media mensual de transporte de sedimentos en suspensión (TSS), transporte de sedimento en suspensión - máximo mensual (TSS_{\max}), transporte de sedimento en suspensión - mínimo mensual (TSS_{\min}), de los ríos que drenan la planicie Caribe colombiana.

Rio	A (10^3 km^2)	Nacimiento (m.s.n.m.)	TSS ($\times 10^3 \text{ t d}^{-1}$)	TSS_{\max} ($\times 10^3 \text{ t d}^{-1}$)	TSS_{\min} ($\times 10^3 \text{ t d}^{-1}$)
Mulatos	0.01	1118	0.469	6.24	0.001
Sinú	14.73	3960	8.620	31.90	0.265
Magdalena	257.43	3600	390.869	1564.00	46.830
Fundación	1.87	2986	0.244	3.13	0.003
Aracataca	0.93	4408	0.100	1.18	0.001
Palomino	0.68	4785	0.130	1.51	0.002
Ranchería	4.23	3700	0.287	9.74	0.001

Tabla 4.7. Resultados de los análisis MKT y pendiente de *Sen's* para las series de tiempo de TSS anual de los ríos de la planicie Caribe colombiana.

Rio	Estacion de aforo	Mann – Kendall Test				Pendiente <i>Sen's</i>	
		Primer Año	Último Año	No. Años	Test Z	Valor <i>p</i>	($\times 10^6 \text{ t a}^{-1} \text{ a}^{-1}$)
Mulatos	Pueblo Bello	1985	2007	23	-1.27	n.s.	-0.006
Sinú	Cotoca Abajo	1984	2010	27	-2.38	$p < 0.05$	-0.099
Magdalena	Calamar	1972	2010	39	0.99	n.s.	0.846
Fundación	Fundación	1982	2009	28	-0.85	n.s.	-0.001
Aracataca	Puente Ferrocarril	1976	2009	34	-1.39	n.s.	0.000
Palomino	Puente Carretera	1976	2009	34	0.95	n.s.	0.001
Ranchería	Hacienda Guamito	1976	2006	27	0.25	n.s.	0.000

Nota. n.s. = estadísticamente no significativo.

Las series interanuales mostraron una tendencia decreciente en los ríos Mulatos, Sinú, Fundación, y Aracataca; mientras que los ríos Magdalena, Palomino, y Ranchería exhibieron una tendencia creciente (**Figura 4.10**). Sin embargo, el análisis MKT indicó que sólo la tendencia exhibida por el río Sinú es significativa a un nivel de confianza del 95% (**Tabla 4.7**). La magnitud del cambio del TSS por unidad de tiempo, calculada como la relación entre la pendiente *Sen's* (**Tabla 4.7**) y la tasa media mensual de TSS (**Tabla 4.6**), fue mayor en los ríos Mulatos y Sinú. Después del año 2000, con la excepción del río Mulatos, todas las tendencias se volvieron más acentuadas o presentaron un cambio en la dirección de su pendiente (**Figura 4.10** y **Tabla 4.8**). En este último periodo, sólo el río Magdalena exhibió una tendencia significativa a un nivel de confianza del 95%. Aunque la mayoría de los ríos no mostraron tendencias significativas en sus registros, el TSS anual de todos estos sistemas fluviales cambió hasta un 36% desde 2000 hasta 2010 (**Tabla 4.8**). Por ejemplo, el valor medio anual de TSS ($3.68 \times 10^6 \text{ t a}^{-1}$) registrado en el Sinú antes del 2000, fue un 36% mayor comparado con el TSS medio anual experimentado durante el intervalo 2000-2010 ($2.35 \times 10^6 \text{ t a}^{-1}$). Por su parte, el Ranchería pasó

de transportar $0.09 \times 10^6 \text{ t a}^{-1}$ de sedimentos en suspensión en promedio antes del 2000, a registrar un TSS promedio de $0.13 \times 10^6 \text{ t a}^{-1}$ entre 2000 y 2007. El menor cambio se registró en el Magdalena, con un descenso del $\sim 4\%$ en la tasa media anual de TSS (**Tabla 4.8**).

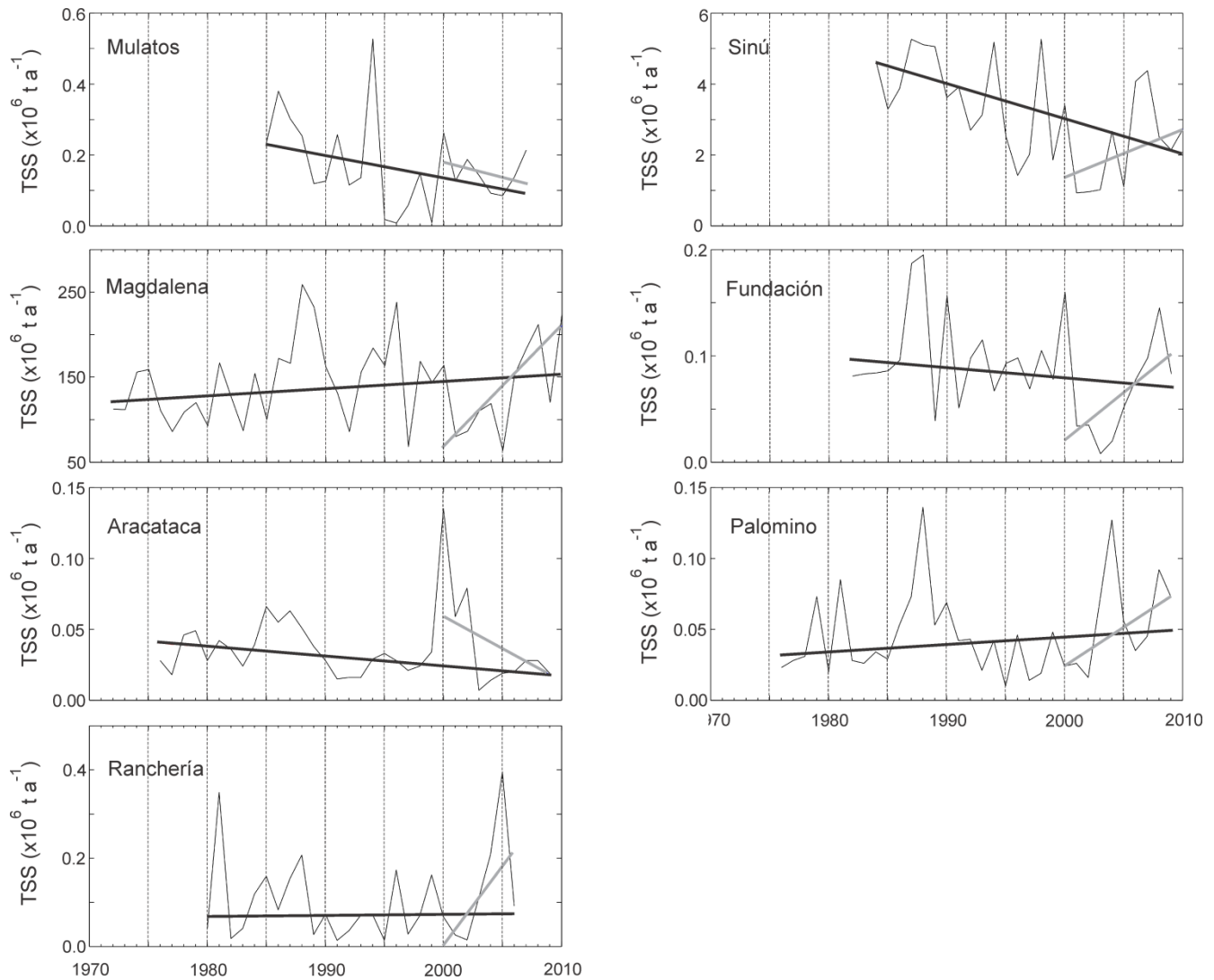


Figura 4.10. Transporte de sedimentos en suspensión (TSS) - media anual (línea delgada), tendencia de largo plazo (línea negra gruesa) y tendencia para el periodo 2000-2010 (línea gris gruesa) para los ríos de la planicie Caribe colombiana.

Tabla 4.8. Ríos de la planicie Caribe colombiana: resultados del MKT, pendiente de *Sen's*, y caudal medio anual para dos periodos seleccionados (Pre-2000 y Post-2000).

Rio	Pre - 2000					Post - 2000				
	Mann – Kendall Test			Pendiente <i>Sen's</i>	TSS	Mann – Kendall Test			Pendiente <i>Sen's</i>	TSS
	Primer Año	Último Año	Test Z	(x10 ⁶ t a ⁻¹ a ⁻¹)	(x10 ⁶ t a ⁻¹)	Primer Año	Último Año	Test Z	(x10 ⁶ t a ⁻¹ a ⁻¹)	(x10 ⁶ t a ⁻¹)
Mulatos	1985	1999	-2.18	-0.020	0.179	2000	2007	<i>n.d.</i>	-0.009	0.156
Sinú	1984	1999	-1.85	-0.169	3.680	2000	2010	1.40	0.139	2.355
Magdalena	1972		1.64	1.552	143.702	2000	2010	2.02	14.290	137.900
Fundación	1982	1999	0.30	0.001	0.099	2000	2009	1.25	0.009	0.071
Aracataca	1976	1999	-1.22	-0.001	0.034	2000	2009	-0.72	-0.005	0.041
Palomino	1976	1999	-0.22	0.000	0.044	2000	2009	1.61	0.006	0.057
Ranchería	1976	1999	-0.36	0.000	0.096	2000	2006	<i>n.d.</i>	0.036	0.131

Nota. Números en cursiva indican significancia para un nivel de confianza del 90%; números en negrita y cursiva indican significancia para un nivel de confianza del 95%; números en negrita indican significancia para un nivel de confianza del 99%; *n.d.* = no disponible, porque no existe el número suficiente de datos para calcular el estimador Z.

4.4.2. Efectos preliminares del evento ENSO

Los resultados de un análisis de correlación cruzada entre el TSS mensual y las anomalías mensuales del índice de oscilación del sur (IOS), calculado para cuantificar preliminarmente los efectos del ENSO en las series de tiempo de TSS, se presentan en la **Figura 4.11**. Entre 1950 y 2010, se presentaron 11 y 8 eventos El Niño y La Niña moderados-fuertes, respectivamente (**Figura 4.11**). En general, los altos valores mensuales de TSS y las anomalías positivas del IOS mostraron correlaciones entre pobres y moderadas; en consecuencia, no existe una relación sistemática y robusta entre estos dos parámetros. Por ejemplo, las tasas de TSS anormalmente altas (i.e. > 2 desviaciones estándar) que se presentaron en la mayoría de los ríos durante el periodo 1988 - 1989, coincidieron con una larga e intensa fase fría del ENSO (La Niña), que se extendió desde

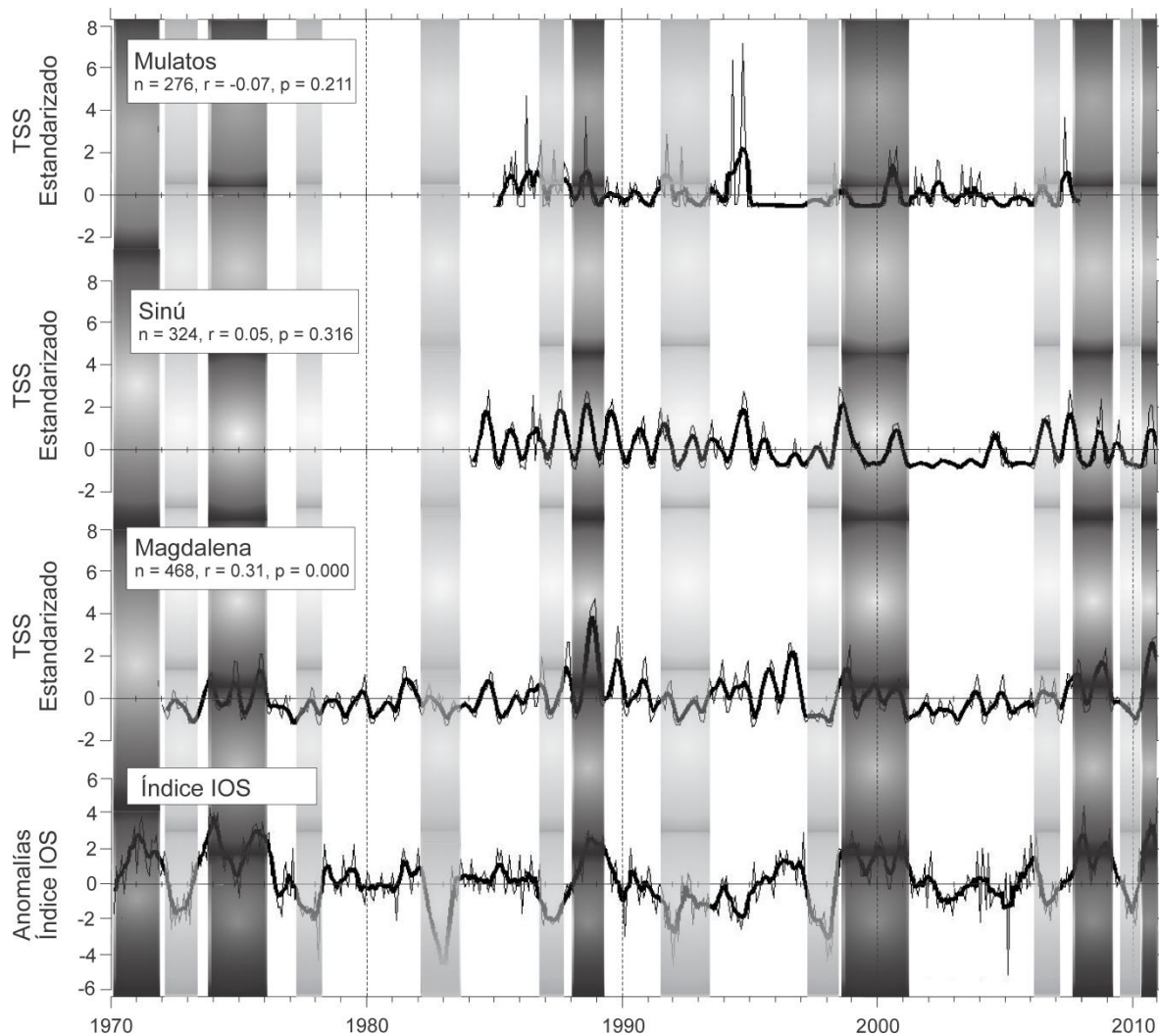


Figura 4.11. Valores mensuales estandarizados de transporte de sedimento en suspensión (TSS) y anomalías del índice IOS (líneas delgadas); media móvil de 5 meses superpuestas sobre las series de tiempo (línea negra gruesa). Los recuadros gris y gris claro representan las fases fría y cálida del fenómeno ENSO, respectivamente. Los estadísticos de la correlación cruzada entre las tasas mensuales de TSS y las anomalías mensuales-IOS son mostrados en el recuadro superior izquierdo.

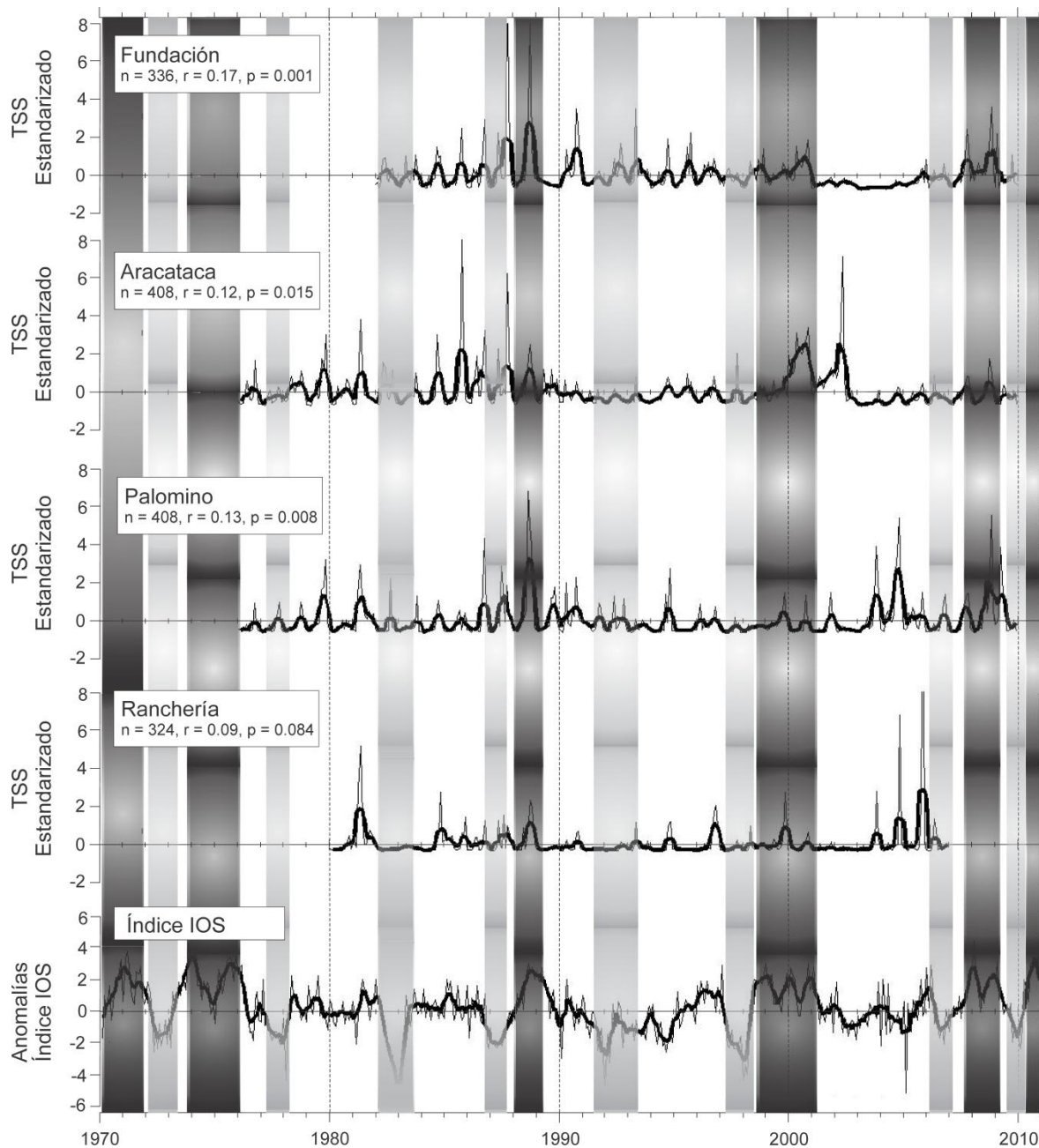


Figura 4.11 (Cont.). Valores mensuales estandarizados de transporte de sedimento en suspensión (TSS) y anomalías del índice IOS (líneas delgadas); media móvil de 5 meses sobrepuestas sobre las series de tiempo (línea negra gruesa). Los recuadros gris y gris claro representan las fases fría y cálida del fenómeno ENSO, respectivamente. Los estadísticos de la correlación cruzada entre las tasas mensuales de TSS y las anomalías mensuales-IOS son mostrados en el recuadro superior izquierdo.

abril de 1988 a julio de 1989 (**Figura 4.11**). Sin embargo, algunos valores excepcionalmente altos de TSS (i.e. > 4 desviaciones estándar) se registraron en años normales o durante la fase cálida del ENSO (El Niño). Como los ocurridos en los ríos Mulatos (6 desviaciones estándar) en 1995, Aracataca (6 desviaciones estándar) en 1986 y 2002, y Ranchería (8 desviaciones estándar) en 2006 (**Figura 4.11**).

Las desviaciones estándar negativas de TSS y las anomalías negativas del IOS pueden llegar a ser coincidentes pero no son proporcionales (**Figura 4.11**). Las desviaciones de TSS son de baja magnitud, generalmente <2 desviaciones estándar, mientras que las anomalías del IOS pueden llegar hasta 4. Por lo tanto, estas anomalías negativas mostraron pobres correlaciones. Por ejemplo, el evento de 1991-1992, que fue uno de los más desastrosos para Colombia, coincidió con un descenso en las tasas de TSS en la mayoría de estos ríos. Sin embargo, la magnitud de estos descensos no fue proporcional a la anomalía negativa del IOS (**Figura 4.11**). Las mayores correspondencias entre las anomalías IOS y el TSS fueron observadas entre 1988, 1999/2000, 2008, y 2010. Las fuertes anomalías positivas del IOS registradas en estos periodos coincidieron con TSS anormalmente altos. En general, las mayores correlaciones entre el TSS y el IOS se encontraron para el río Magdalena (**Figura 4.11**).

4.4.3. Periodicidades: oscilaciones de corto y largo plazo

Las oscilaciones semi-anales aparecen como intermitentes y relativamente dispersas para la mayoría de los ríos. El río Mulatos muestra un componente de 6-meses visible aproximadamente entre 1986-1988, 1994-1995, y 2000-2010, mientras que el río Fundación exhibe este componente entre 1985-1991 y 2007-2010. Los ríos Magdalena, Aracataca, Palomino, y Ranchería revelaron fluctuaciones temporalmente localizadas de este componente entre 1975-1985, 1985-1992, y 2000-2010 (**Figura 4.12**). La dinámica temporal de la oscilación anual también varía entre los diferentes ríos. Esta señal aparece como estacionaria para el río Sinú hasta 1999; y reaparece con intensidad alrededor de 2006. En los demás ríos la componente anual aparece como una señal cuasi-continua de comparable magnitud, con cortos periodos de alta potencia. Por ejemplo, los ríos Aracataca, Fundación, y Palomino exhiben un corto periodo de intensa actividad sobre el intervalo 1985-1989 (**Figura 4.12**). El CWT también destacó una componente cuasi-bienal en la variabilidad del TSS. Esta componente fue más intensa en el río Mulatos en el intervalo 1995-2003; en el Sinú entre 1997 y 2003; en el Magdalena entre los periodos 1987-2000 y 2009-2010; en el Aracataca para el periodo 1998-2005; en el Fundación entre 1989-1993; en el Palomino entre los periodos 1977-1983, 1987-1992, y 2008-2010; y en el Ranchería en los intervalos 1980-1983 y 2005-2006 (**Figura 4.12**).

Las fluctuaciones interanuales del TSS en estos sistemas fluviales están caracterizadas por un componente intermitente de 4-7 años. La CWT del río Ranchería destacó un componente de 4-5 años en los intervalos 1980-1985 y 2000-2010, y un componente de 5-7 años entre 1995 y 2010. La componente de 4-5 años apareció en los ríos Mulatos, Sinú, y Aracataca durante 1990-2000, 1994-1999, y 1995-2005, respectivamente, y se extendió desde 2000 a 2010 en el río Palomino. Mientras que la fluctuación de 5-7 años se presentó en el periodo 1990-2002 en el río Sinú, 1980-2007 en el río Aracataca, y 1980-1995 en el río Palomino. El CWT del TSS del río Magdalena reveló una componente de 4-5 años, entre 1997 y 2002, y una componente de 5-7 años, entre 1983 y 2000. Esta última presentó su máxima potencia durante el periodo 1985-1996 (**Figura 4.12**). Una oscilación cuasi-decadal (8-12 años) surgió en los ríos Magdalena, Aracataca y Palomino en 1985. Esta señal se extendió hasta 2010 en los dos primeros ríos y hasta 2005 en el último río. Esta componente oscilatoria fue particularmente intensa a inicios de la década del 2000 en el río Aracataca (**Figura 4.12**).

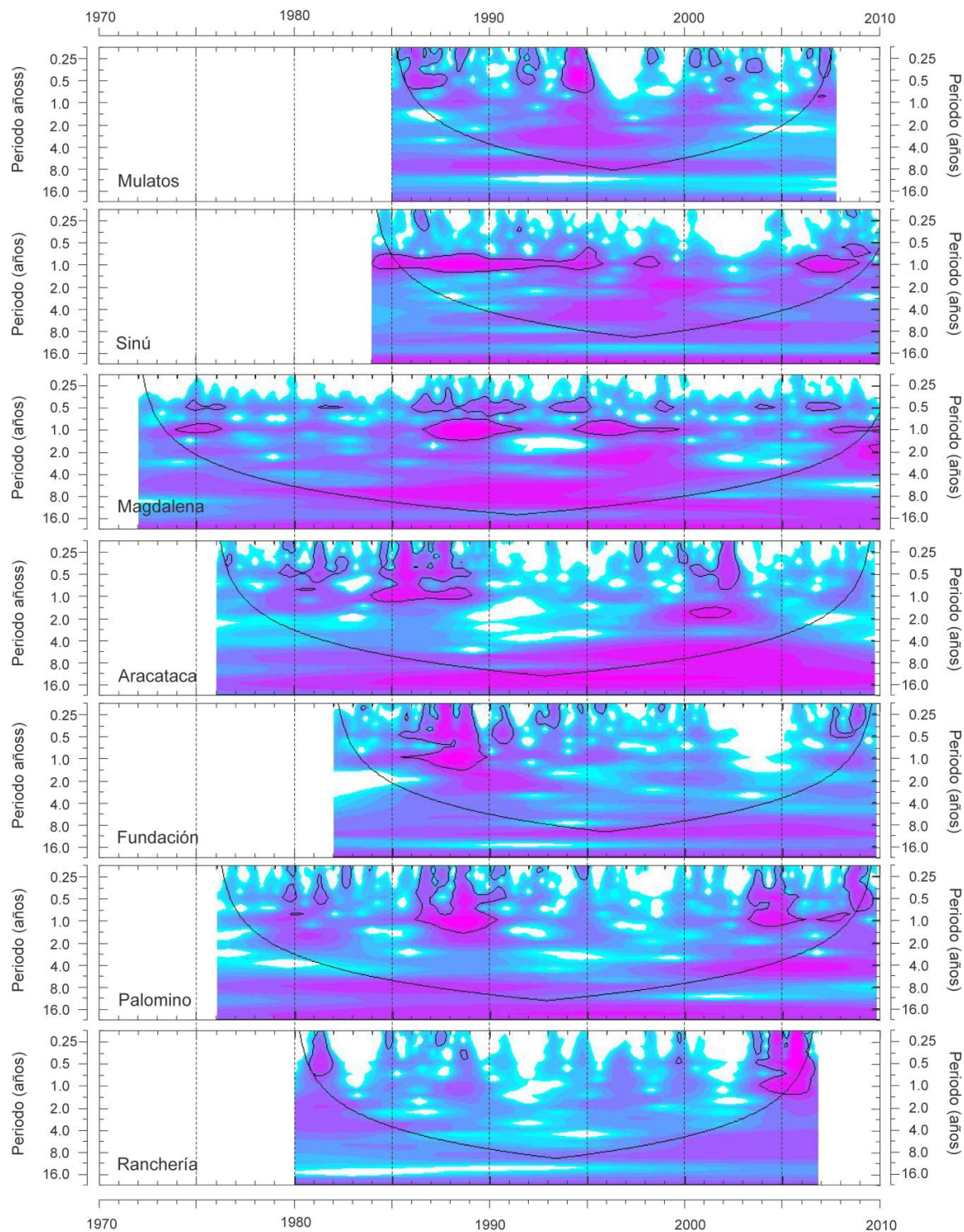


Figura 4.12. Transformada continua Wavelet (CWT) para los ríos de la planicie colombiana – Transporte de sedimentos en suspensión. El color púrpura oscuro/claro corresponden a valores altos/bajos de los coeficientes de la transformada (potencia). El contorno negro grueso delimita las zonas con un nivel de confianza del 95% contra un ruido rojo AR(1); el cono de influencia en donde los efectos de borde no son despreciables es mostrado como una línea negra punteada.

El CWT resaltó un periodo de intensa actividad en los periodos 1987-1990 y 1994-2002, en donde las principales componentes oscilatorias aparecieron de manera simultánea. Todos los ríos, excepto el Ranchería, exhibieron oscilaciones superpuestas de las señales de 0.5-1 año, 2-3 años, y 4-5 años durante el intervalo 1987-1990; mientras que las oscilaciones de 1 año y 2-3 años coincidieron con la señal interanual en los ríos Mulatos, Sinú, Magdalena, y Aracataca a lo largo del periodo 1994-2002 (**Figura 4.11**). Durante estos periodos se presentaron altos valores de TSS (**Figura 4.10**).

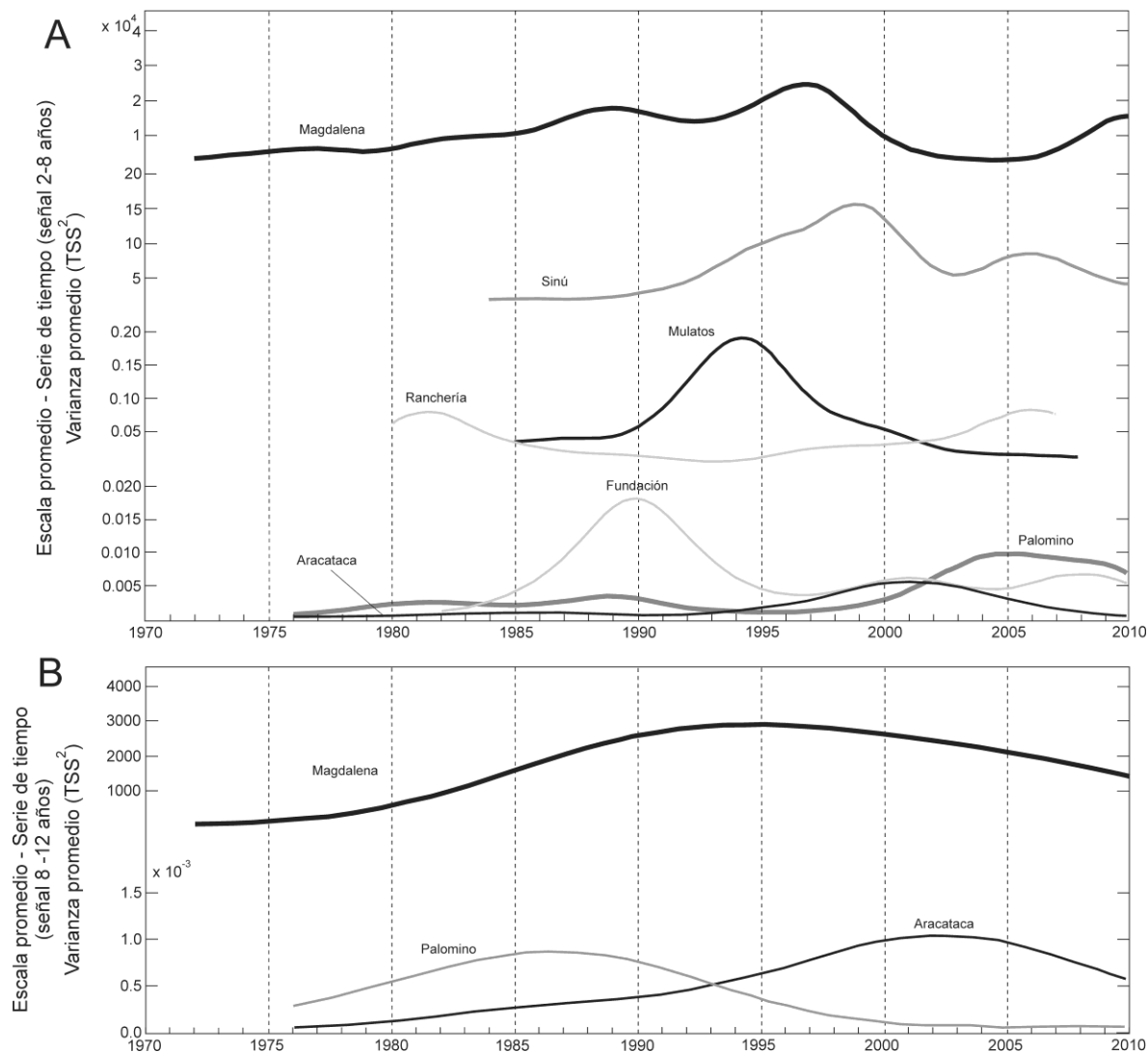


Figura 4.13. Transporte de sedimento en suspensión - Análisis de potencia de frecuencias específicas (*Wavelet power-frequency range*): varianza promedio para la señal de (a) 2-8 años y (b) 8-12 años.

El análisis de potencia de frecuencias específicas (i.e. *Wavelet power-frequency range*), que permite la recolección de información detallada sobre la potencia de una periodicidad específica a lo largo del tiempo, fue realizado para las señales de 2-8 años y 8-12 años (**Figura 4.13**). El componente de 2-8 años se caracterizó por presentar pequeñas oscilaciones y una

oscilación dominante, en la que se alcanza la máxima potencia de esta fluctuación. Aunque las oscilaciones dominantes no estuvieron en fase, mostraron una relativa proximidad temporal en algunos ríos. Por ejemplo, el periodo de máxima oscilación se presentó en 1997 en el río Magdalena, en 1999 en el río Sinú, y en 2001 en el río Aracataca. Los ríos Palomino y Ranchería exhibieron su máxima oscilación alrededor de 2005 y 2006, respectivamente (**Figura 4.13a**). Debido al efecto del cono de influencia (i.e. *edge effects*) en el análisis CWT, solo se analizó la variabilidad de la componente de 8-12 años en los ríos con una serie de tiempo mayor a 30 años (**Tabla 3.1**). En estos ríos, esta componente exhibió una única gran oscilación. Esta oscilación se intensificó a partir de 1976 en el río Palomino, y a partir de 1985 en los ríos Magdalena y Aracataca. El punto de máxima potencia de este componente oscilatorio se alcanzó alrededor de 1987 en el río Palomino, de 1995 en el río Magdalena, y de 2002 en el río Aracataca (**Figura 4.13b**).

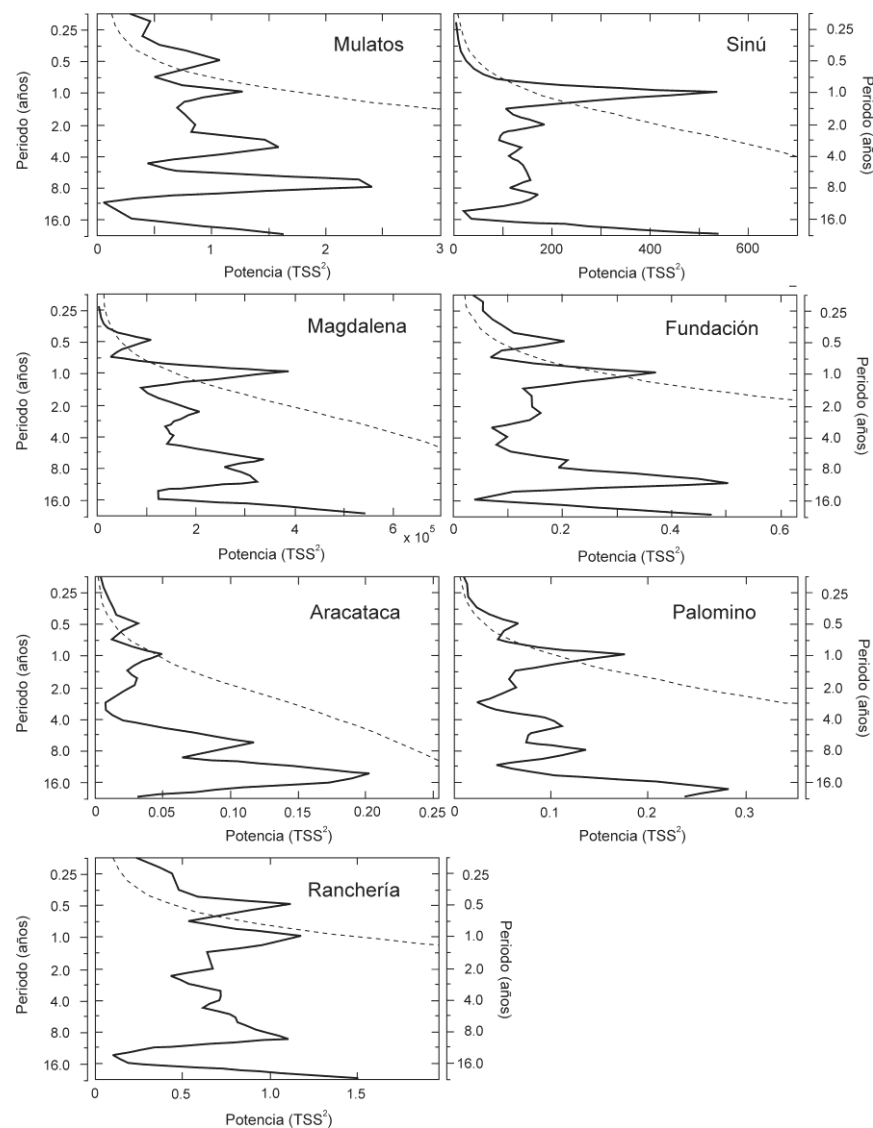


Figura 4.14. Transporte de sedimento en suspensión - Espectro global Wavelet de los ríos evaluados. La línea punteada delimita las zonas con un nivel de confianza del 95% contra un ruido rojo AR(1).

El proceso de integración de los CWT con respecto al tiempo conduce a obtener el espectro global Wavelet, como se muestra en la **Figura 4.14**. Los ciclos semi-anual (6 meses) y anual son visibles después de aplicar esta técnica. Su intensidad es de la misma magnitud (o menor) en comparación con las oscilaciones de gran escala. En los ríos Magdalena, Fundación y Ranchería, las bandas anual y semi-anual aparecen como las principales componentes oscilatorias. En escalas interanuales, la componente de 4-7 años es común en todos los ríos, excepto en el río Sinú, que exhibió una marcada oscilación anual (**Figura 4.14**). Esta banda interanual aparece como la oscilación dominante en el río Mulatos, mientras que constituye una fuente de variabilidad de segundo orden en los demás ríos. En la mayoría de los ríos también se puede identificar a la oscilación cuasi-bienal como una fuente de segundo orden en la variabilidad del TSS. En el caso de los ríos Aracataca y Palomino la fluctuación de 8-12 años fue identificada como el principal componente oscilatorio (**Figura 4.14**). Las componentes oscilatorias mayores a un año no fueron significativas, por lo que deben ser interpretadas con prudencia. Sin embargo, esta información fue considerada de utilidad debido a que (1) las señales identificadas están dentro del rango definido por la frecuencia de corte (i.e. *cutoff frequency*) y el cono de influencia (i.e. *edge effects*), (2) la técnica de rellenado con ceros (i.e. *zero padding*) podría reducir la verdadera potencia de las oscilaciones de baja frecuencia, y (3) la CWT aísla las señales ocultas en el ruido (y que no son reveladas mediante otras técnicas convencionales). En consecuencia, se considera que son necesarias serie de tiempo más extensas para probar la significancia estadística de estas oscilaciones.

4.5. Dinámica Estuarina: Aproximación a las Condiciones Estacionales

4.5.1. Parámetros físicos registrados durante los monitoreos

Las condiciones del viento (magnitud y dirección) y de oleaje (altura significativa, periodo pico, dirección) experimentadas durante los monitoreos de noviembre de 2012 y abril de 2013, se obtuvieron a partir de información proporcionada por el modelo global de oleaje *Wave Watch III* en un punto frente a la desembocadura del río Magdalena (11.166600°N, 74.833300°W). El viento provino predominantemente del noreste (NE) y nor-noreste (NNE) durante ambas estaciones. El rango de la velocidad del viento también fue similar (4.5 – 10.0 m s⁻¹) en estas estaciones, aunque durante las mediciones de noviembre de 2012 se experimentaron mayores velocidades del viento (>7.5 m s⁻¹) durante la mayor parte del tiempo (**Figura 4.15a** y **4.15b**). El oleaje en aguas profundas presentó una dirección predominante del NE durante ambas estaciones. Sin embargo, se presentaron diferencias en la altura significativa (H_s) y el periodo pico (T_p) del oleaje (**Figura 4.15c - 4.15f**). Durante noviembre de 2012 la H_s osciló entre 0.5 m y 3.0 m, la mayor parte del tiempo (~70%) fue mayor a 1.5 m; mientras que durante abril de 2013 se registraron H_s menores, con valores entre 0.5 m y 1.4 m (**Figura 4.15c** y **4.15d**). Por su parte, el T_p varió entre 5.5 s y 8.0 s durante noviembre de 2012; mientras que durante abril de 2013 experimentó una mayor variabilidad, con periodos entre 4 s y 11 s, y un predominio de valores <6 s (~65%) (**Figura 4.15e** y **4.15f**).

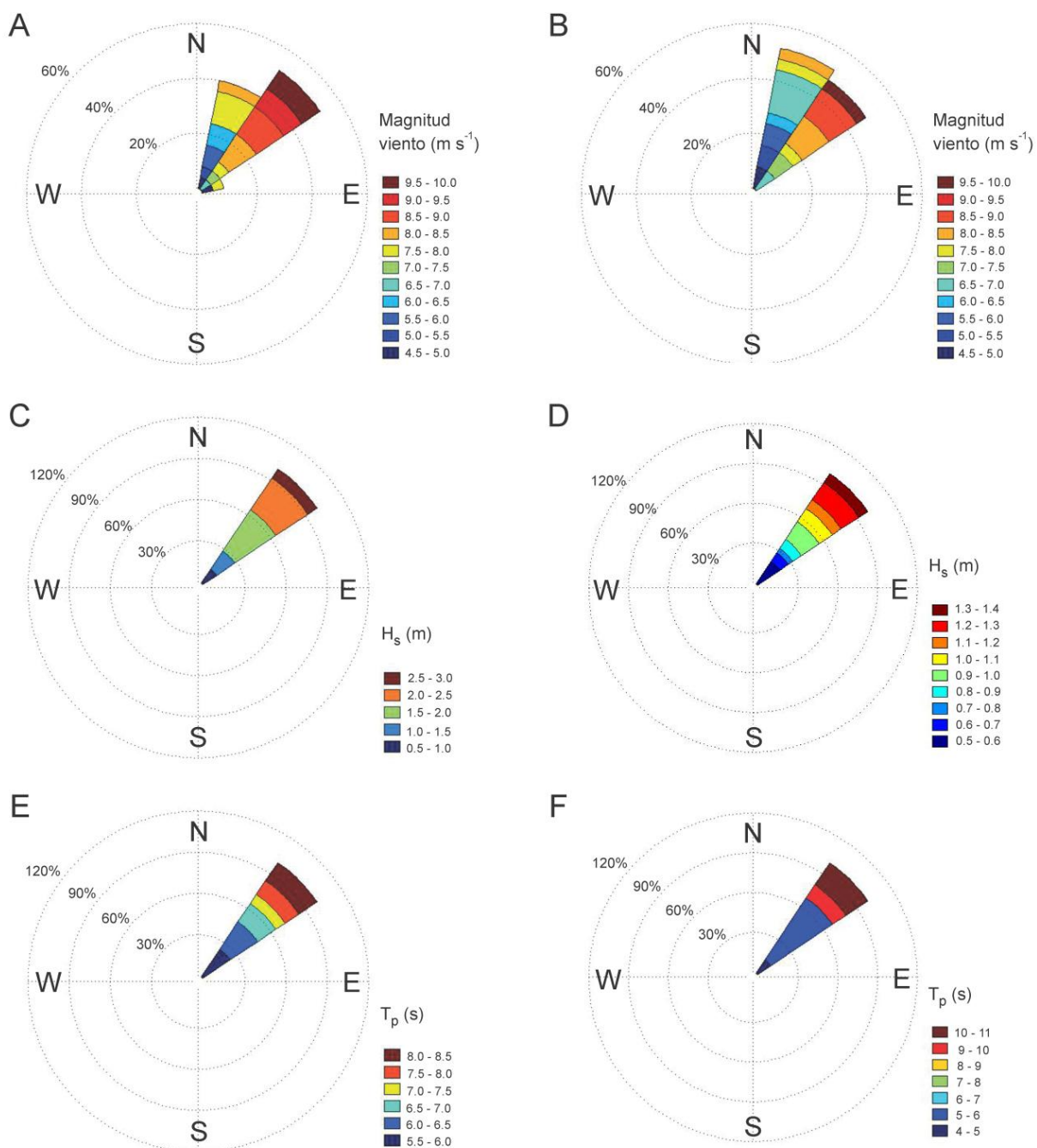


Figura 4.15. Condiciones de viento y oleaje durante los monitoreos realizados en el delta del río Magdalena: (A) rosa de viento – Noviembre 2012, (B) rosa de viento – Abril 2013, (C) dirección y altura significativa del oleaje (H_s) – Noviembre 2012, (D) dirección y altura significativa del oleaje (H_s) – Abril 2013, (E) dirección y periodo pico del oleaje (T_p) – Noviembre 2012, y (F) dirección y periodo pico del oleaje (T_p) – Abril 2013.

La marea astronómica esperada en cada uno de los monitoreos fue estimada a partir de los componentes armónicos (35 componentes) de una serie de nivel obtenida en la desembocadura del río Magdalena. Estos componentes fueron calculados por medio de la descomposición espectral de una serie de nivel de lámina de agua medida entre el 18 de marzo y el 20 de abril de 2015. La variación de la altura de la lámina de agua fue registrada por medio de un sensor de presión (RBR 1060) instalado en la margen izquierda del río, en un eje paralelo al punto en donde se realizaron las mediciones con el correntómetro ADCP (**Figura 3.1**). La marea astronómica fue diurna-mixta, con un rango de marea de 0.26 m durante noviembre 28/30 de 2012 y 0.22 m durante abril 19/21 de 2013 (**Figura 4.16**). Los intervalos de medición de corrientes (ADCP) y de los parámetros estuarinos (CTD-OBS) con respecto a la fase de marea se indican en la **Figura 4.16**.

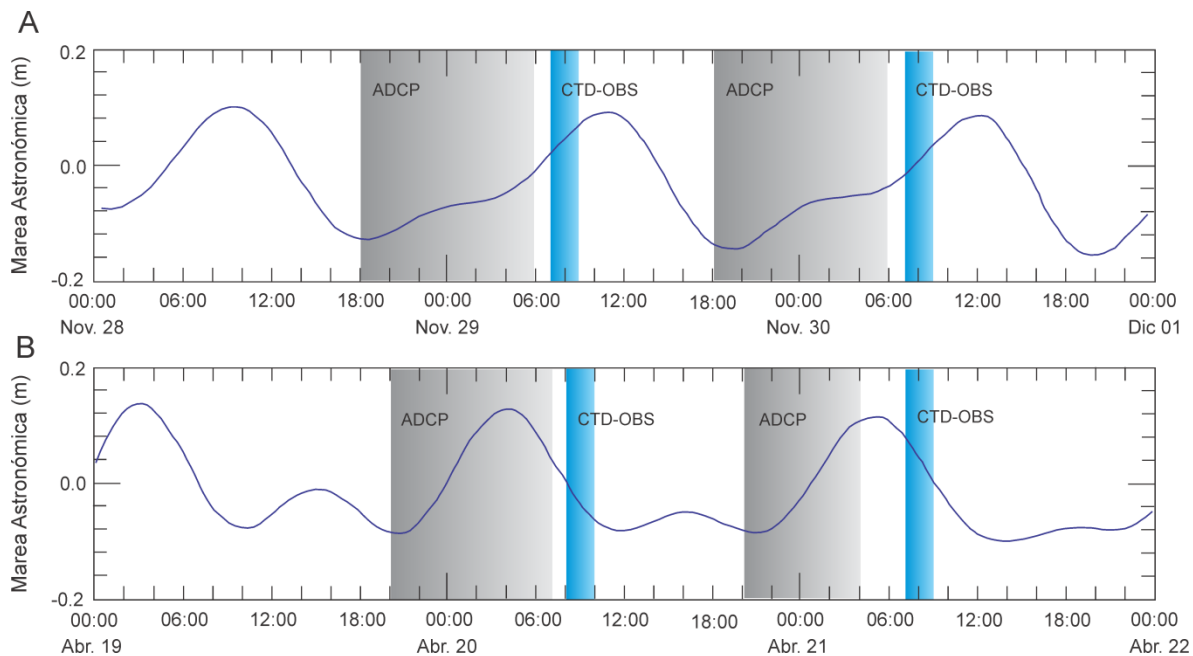


Figura 4.16. Nivel de marea astronómica pronosticada durante el monitoreo: (a) noviembre 29/30 de 2012, y (b) abril 20/21 de 2013. Los recuadros grises y azules indican los intervalos de medición con respecto a la fase de marea para el ADCP y los transectos CTD-OBS, respectivamente.

De acuerdo con la información de nivel registrada en la estación Calamar (IDEAM) y utilizando la ecuación de calibración correspondiente (i.e. nivel-caudal), se estimó que en la desembocadura del río Magdalena durante el 29 y 30 de noviembre de 2012 se experimentaron caudales de $\sim 8200 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ y $\sim 7800 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, respectivamente. Para el 20 y 21 de abril de 2013 se estimaron caudales de $\sim 4600 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ y $\sim 4500 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$.

4.5.2. Corrientes, velocidad de corte y tensión de corte

En las **Figura 4.17** y **4.18** se presentan los perfiles verticales de velocidad obtenidos para medio ciclo de marea durante las estaciones de altos (noviembre 2012, $Q = 7800\text{-}8200 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$) y bajos

(abril 2013, $Q = 4500\text{-}4600 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$) caudales. En general, la velocidad de las corrientes fue $\sim 54\%$ más alta durante la estación de altos caudales que durante la estación de bajos caudales, con valores promediados en la vertical de 1.08 y 0.75 m s^{-1} para la correspondiente fase mareal en noviembre y de $0.45 - 0.41 \text{ m s}^{-1}$ para aquella en abril (**Tabla 4.9**). Las mediciones revelaron una marcada estratificación de la velocidad del flujo durante la estación de altos caudales (**Figura 4.17**). Sin embargo, esta estratificación se debilitó durante la estación de bajos caudales, como resultado del descenso en los caudales y una mayor penetración de la onda de marea, la cual induce perturbaciones en la dinámica del flujo. Los perfiles de corrientes mostraron un flujo dirigido hacia el mar durante los monitoreos de noviembre y abril. Entre el 20-21 de abril se detectó un flujo con dirección al continente en la capa más profunda de la columna de agua, con velocidades de $<0.05 \text{ m s}^{-1}$ (**Figura 4.17 y 4.18**). La velocidad de las corrientes superficiales fue mucho mayor que la observada cerca del fondo. La velocidad máxima cerca de la superficie osciló entre $0.9 - 1.2 \text{ m s}^{-1}$ en noviembre y $0.48 - 0.58 \text{ m s}^{-1}$ en abril, mientras que la velocidad máxima cerca del fondo fluctuó entre $0.6 - 0.9 \text{ m s}^{-1}$ en noviembre y $0.36 - 0.42 \text{ m s}^{-1}$ en abril (**Figura 4.17 y 4.18**).

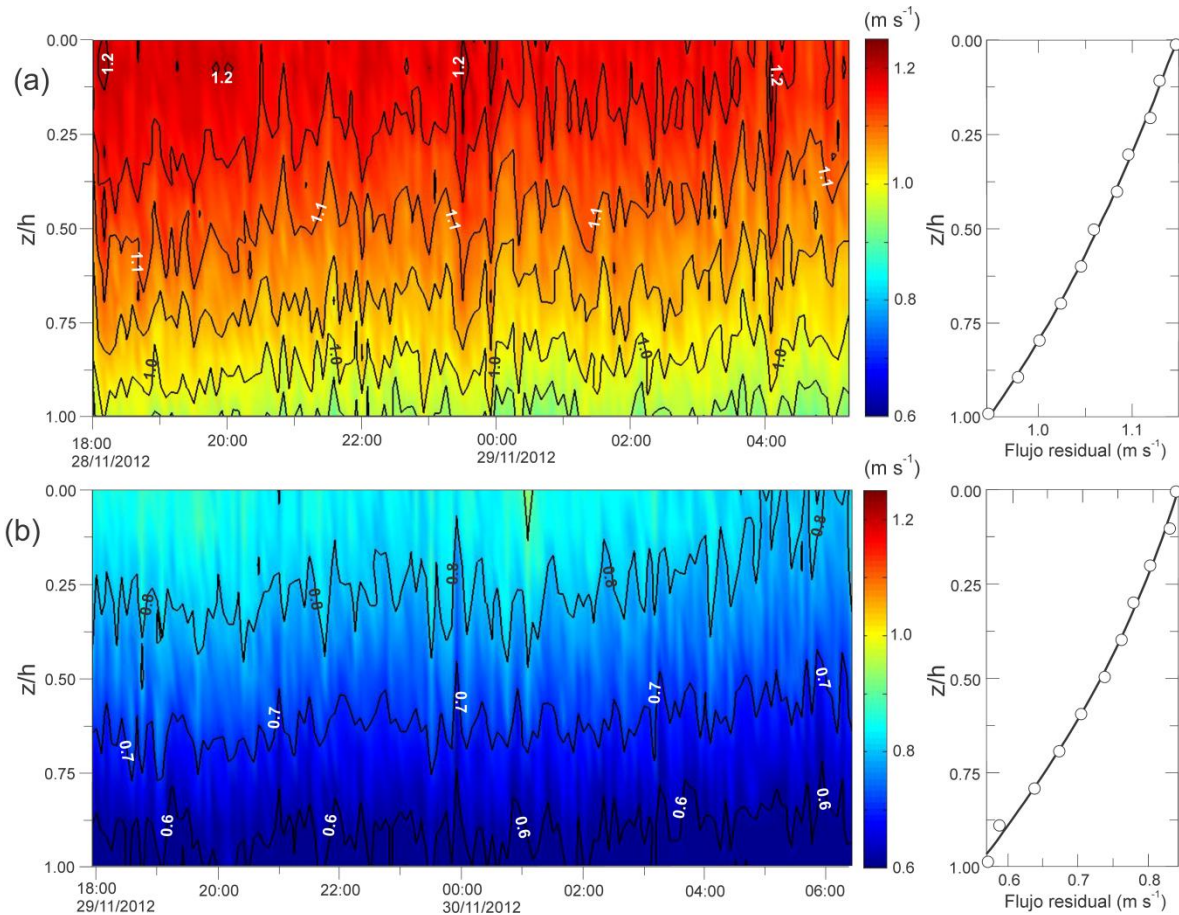


Figura 4.17. Contornos de velocidad de corrientes a lo largo de medio ciclo de marea (izquierda) y perfil vertical de corriente residual correspondiente (derecha) medido durante (a) 28/29 de noviembre ($h = 8.0 \text{ m}$), y (b) 29/30 de noviembre ($h = 7.5 \text{ m}$). Los valores indican velocidad en m s^{-1} ; z = profundidad parcial medida verticalmente hacia abajo desde el ADCP; h = profundidad total medida hacia abajo desde el ADCP.

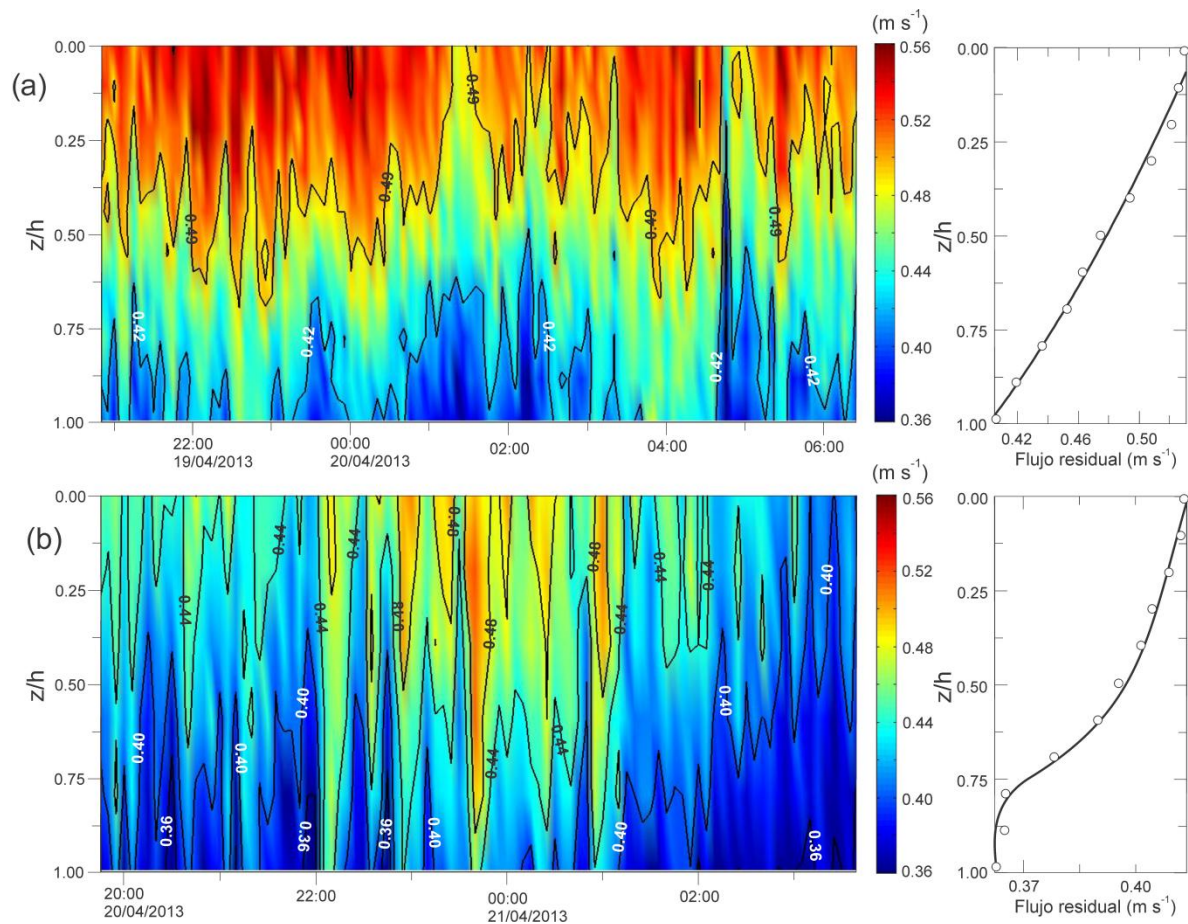


Figura 4.18. Contornos de velocidad de corrientes a lo largo de medio ciclo de marea (izquierda) y perfil vertical de corriente residual correspondiente (derecha) medido durante (a) 19/20 de abril ($h = 6.0$ m), y (b) 20/21 de abril ($h = 5.6$ m). Los valores indican velocidad en m s^{-1} ; z = profundidad parcial medida verticalmente hacia abajo desde el ADCP; h = profundidad total medida hacia abajo desde el ADCP.

Tabla 4.9. Velocidad integrada en la vertical (\bar{u}), velocidad de corte (u_*), y tensión de corte (τ) estimadas a partir de las mediciones de perfiles de corrientes efectuadas en la desembocadura del río Magdalena (ver localización de sitio de medición en la **Figura 3.1**).

	Velocidad integrada en la vertical \bar{u} (m s^{-1})			Velocidad de corte u_* (m s^{-1})			Tensión de corte τ (N m^{-2})		
	Med.	Máx.	Mín.	Med.	Máx.	Mín.	Med.	Máx.	Mín.
Altos Caudales									
Nov. 28/29	1.08±0.01	1.13	1.04	0.056±0.004	0.071	0.044	3.22±0.55	5.08	2.00
Nov. 29/30	0.75±0.01	0.81	0.70	0.065±0.007	0.094	0.044	4.39±1.01	8.99	1.94
Bajos Caudales									
Abr. 19/20	0.45±0.01	0.50	0.38	0.037±0.006	0.051	0.021	1.41±0.49	2.68	0.43
Abr. 20/21	0.41±0.03	0.49	0.34	0.031±0.007	0.048	0.011	1.05±0.44	2.31	0.14

Nota. Med.= valor promedio; Máx.= valor máximo; Mín.= valor mínimo.

A partir de las mediciones de los perfiles verticales de corrientes se estimó la velocidad promedio integrada en la vertical (\bar{u}), la velocidad de corte (i.e. *shear velocity*; u_*), y el esfuerzo

de corte (i.e. *shear stress*; τ) (**Tabla 4.9**, **Figura 4.19** y **4.20**). Durante la estación de altos caudales, la velocidad promedio integrada en la vertical varió entre 1.04 y 1.13 m s⁻¹ el 28/29 de noviembre, y entre 0.70 y 0.81 m s⁻¹ el 29/30 de noviembre (**Tabla 4.9**). Durante esta estación (28/29 y 29/30 de noviembre) la \bar{u} mostró un descenso gradual en su magnitud a lo largo de los ciclos de medición (**Figura 4.19**). Este descenso coincidió con el aumento de la marea astronómica (**Figura 4.16**). Debido a la diferencia entre la magnitud de las corrientes superficiales y de fondo (**Figura 4.17**) se obtuvieron velocidades de corte del orden de 0.044 – 0.094 m s⁻¹ durante esta estación. En promedio, la u_* fue menor durante el 28/29 de noviembre (0.056 m s⁻¹) que durante el 29/30 de noviembre (0.065 m s⁻¹) (**Tabla 4.9** y **Figura 4.19**), ya que durante este último ciclo de medición se experimentaron mayores gradientes verticales de velocidad ($\partial u / \partial z$) (**Figura 4.17**). Por consiguiente, la tensión de corte también fue en promedio menor durante el 28/29 de noviembre comparada con los valores estimados para el 29/30 de noviembre (**Figura 4.19**). Se estimaron valores entre 2.0 y 5.0 N m⁻², con un promedio de 3.2 N m⁻² para el 28/29 de noviembre; mientras que para el 29/30 de noviembre se estimaron valores entre 1.9 y 8.9 N m⁻², con un promedio de 4.3 N m⁻² (**Tabla 4.9**).

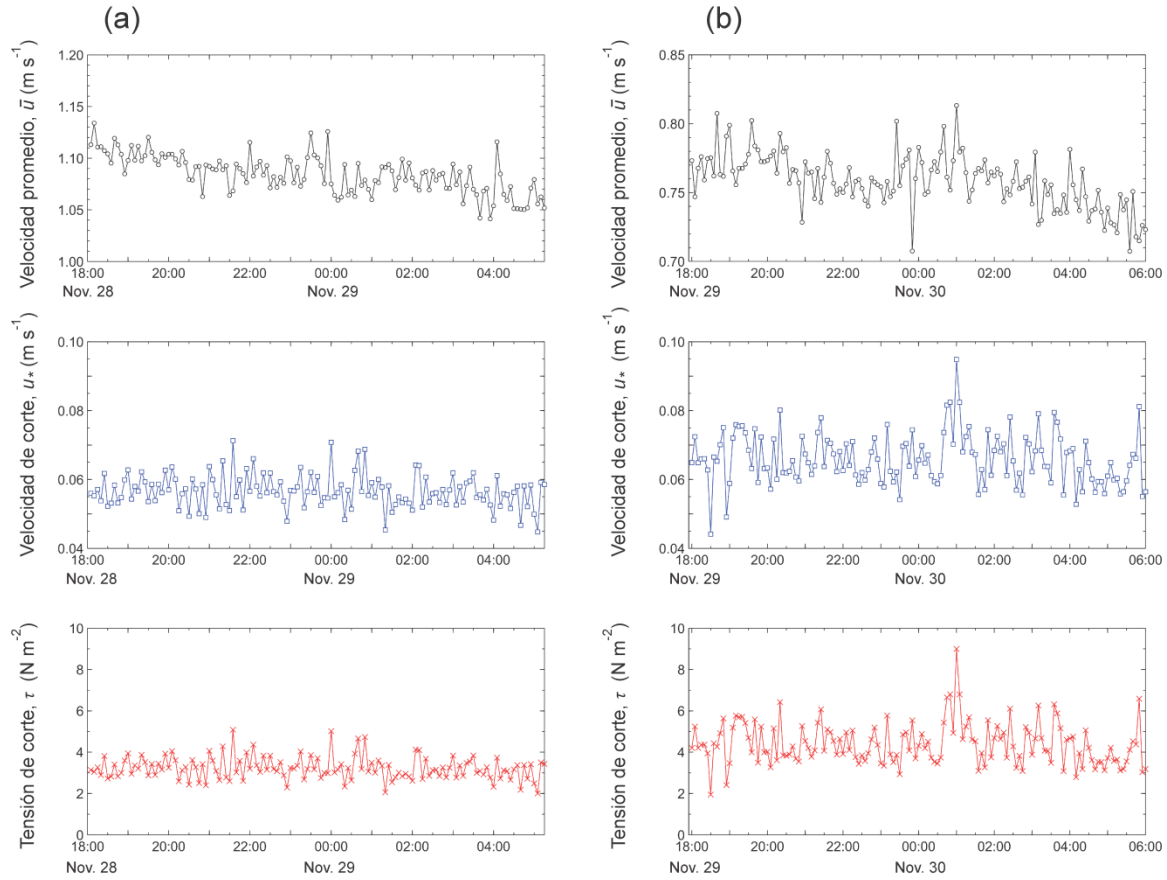


Figura 4.19. Velocidad integrada en la vertical (\bar{u}), velocidad de corte (u_*), y tensión de corte (τ) estimadas a lo largo de los ciclos de medición de corrientes efectuados el (a) 28/29 de noviembre y (b) 29/30 de noviembre de 2012.

En comparación con la estación de altos caudales, la magnitud de los parámetros \bar{u} , u_* , y τ fue menor en la estación de bajos caudales (Tabla 4.9, Figura 4.19 y 4.20), debido a las menores velocidades de flujo y gradientes verticales de velocidad registrados durante esta última (Figura 4.17 y 4.18). La \bar{u} varió entre 0.38 y 0.50 m s⁻¹ el 19/20 de abril, y entre 0.34 y 0.49 m s⁻¹ el 20/21 de abril (Tabla 4.9). Se estimaron velocidades de corte del orden de 0.011 – 0.051 m s⁻¹ durante esta estación. En promedio, la u_* fue mayor durante el 19/20 de abril (0.037 m s⁻¹) que durante el 20/21 de abril (0.031 m s⁻¹) (Tabla 4.9 y Figura 4.20). Por lo tanto, la tensión de corte también fue en promedio mayor durante el 19/20 de abril comparada con los valores estimados para el 20/21 de abril (Figura 4.20). Se estimaron valores entre 0.4 y 2.6 N m⁻², con un promedio de 1.4 N m⁻² para el 19/20 de abril; mientras que para el 20/21 de abril se estimaron valores entre 0.1 y 2.3 N m⁻², con un promedio de 1.0 N m⁻² (Tabla 4.9).

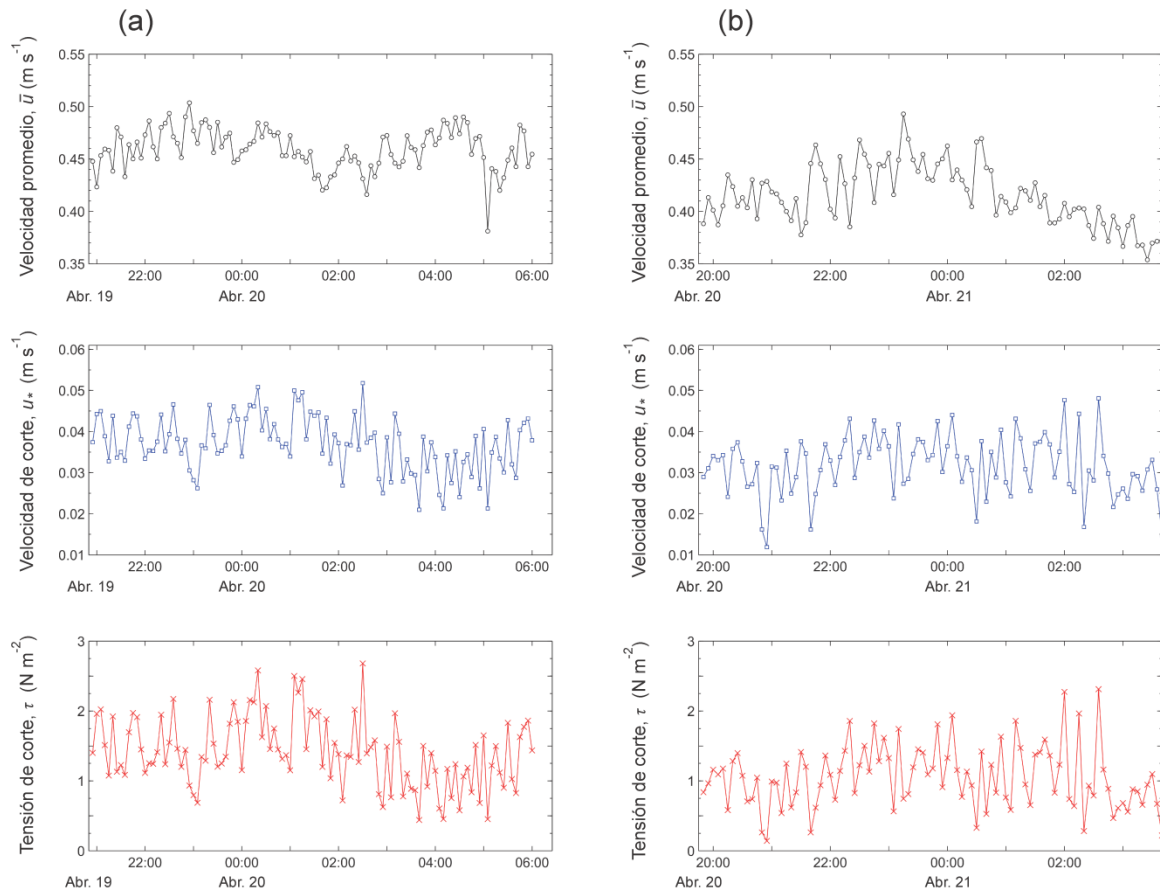


Figura 4.20. Velocidad integrada en la vertical (\bar{u}), velocidad de corte (u_*), y tensión de corte (τ) estimadas a lo largo de los ciclos de medición de corrientes efectuados el (a) 19/20 de abril y (b) 20/21 de abril de 2013.

4.5.3. Distribución espacial de la salinidad, la temperatura, y la densidad

La salinidad mostró un marcado gradiente espacial durante las estaciones de alta y baja descarga fluvial (Figura 4.21). Durante la estación de alta descarga, la salinidad en el frente deltaico fue

16 en la capa superior, mientras que llegó a 33 en la capa más profunda de la columna de agua. En la desembocadura, los valores de salinidad en las capas superficial y profunda fueron 0 y 26, respectivamente. En el tramo fluvial la salinidad fue cero, excepto en las zonas más profundas localizadas entre 2 y 5 km aguas arriba de la desembocadura, en donde se registraron valores <3 (**Figura 4.21a** y **4.21b**). Durante la estación de baja descarga la cuña salina penetró hasta aproximadamente 4 km aguas arriba de la desembocadura. En estas condiciones, los valores de salinidad registrados en la capa más profunda del tramo fluvial (<20) fueron mayores que aquellos obtenidos durante la estación de alta descarga. En la desembocadura, la salinidad en la capa superficial fue 6 y 33 en la capa más profunda de la columna de agua, mientras que en el frente deltaico los valores de salinidad en la capa superficial y profunda fueron 20 y 35, respectivamente (**Figura 4.21c** y **4.21d**). Durante ambas estaciones se observaron haloclinas bien definidas en el frente deltaico (haloclina somera) y en la desembocadura (haloclina “profunda”). En esta última zona, las haloclinas fueron más pronunciadas durante la estación de alta descarga fluvial (**Figura 4.21**). El frente deltaico y la desembocadura mostraron condiciones de estratificación (*salt-wedge type*) independientemente de la estación hidrológica, mientras que la estratificación del tramo fluvial sólo se registró durante la estación de baja descarga fluvial.

En general, la temperatura en la desembocadura fluctuó entre 31.0°C y 26.6°C . Las mayores temperaturas se registraron en el canal y en las capas más superficiales de la columna de agua (**Figura 4.21**). Durante la estación de alta descarga, la temperatura de la columna de agua fue prácticamente homogénea en el tramo fluvial (30.0°C - 30.4°C) y en el frente deltaico (28.6°C - 28.4°C); mientras que en la desembocadura se presentó una termoclina, localizada aproximadamente a los 10-12 m de profundidad, en donde la temperatura descendió de 30.2°C a 29.2°C (**Figura 4.21a** y **4.21b**). Por el contrario, en la estación de baja descarga la temperatura de la columna de agua exhibió gradientes verticales más acentuados. En esta estación, los valores de temperatura registrados en la capa más profunda del tramo fluvial fueron menores que aquellos obtenidos durante la estación de alta descarga. Por consiguiente, en el tramo fluvial se conformó una termoclina “profunda”, en la que la temperatura descendió de 30.2°C a 27.4°C . Por su parte, en el frente deltaico la temperatura de la columna de agua descendió de 30.2°C a 27.2°C , definiendo una termoclina localizada aproximadamente a 2-4 m de profundidad (**Figura 4.21c** y **4.21d**). En la desembocadura las termoclinas fueron más pronunciadas durante la estación de alta descarga fluvial (**Figura 4.21**).

La densidad varió entre 995 kg m^{-3} en el canal, hasta 1025 kg m^{-3} en las capas más profundas del frente deltaico (**Figura 4.21**). Los cambios espaciales de la salinidad y la temperatura dieron lugar a marcados gradientes de densidad, por lo que las diferencias verticales de la densidad fueron más apreciables en las áreas delimitadas por las isóclinas y las termoclinas. Por consiguiente, en estas zonas se formaron picnoclinas bien definidas (**Figura 4.21**). Durante la estación de alta descarga, la picnoclina se localizó a una profundidad de ~2-3 m en el frente deltaico, marcando un aumento en la densidad de la columna de agua de 1008 kg m^{-3} a 1025 kg m^{-3} (**Figura 4.21a** y **4.21b**). En la estación de baja descarga fluvial se observó una picnoclina “profunda” en el tramo fluvial, en la que la densidad de la columna de agua aumentó de 995 kg m^{-3} a 1017 kg m^{-3} ; mientras que en el frente deltaico la picnoclina se localizó aproximadamente a una profundidad de 2-3 m, definida por un aumento de 1001 kg m^{-3} a 1025 kg m^{-3} en la densidad de la columna de agua (**Figura 4.21c** y **4.21d**).

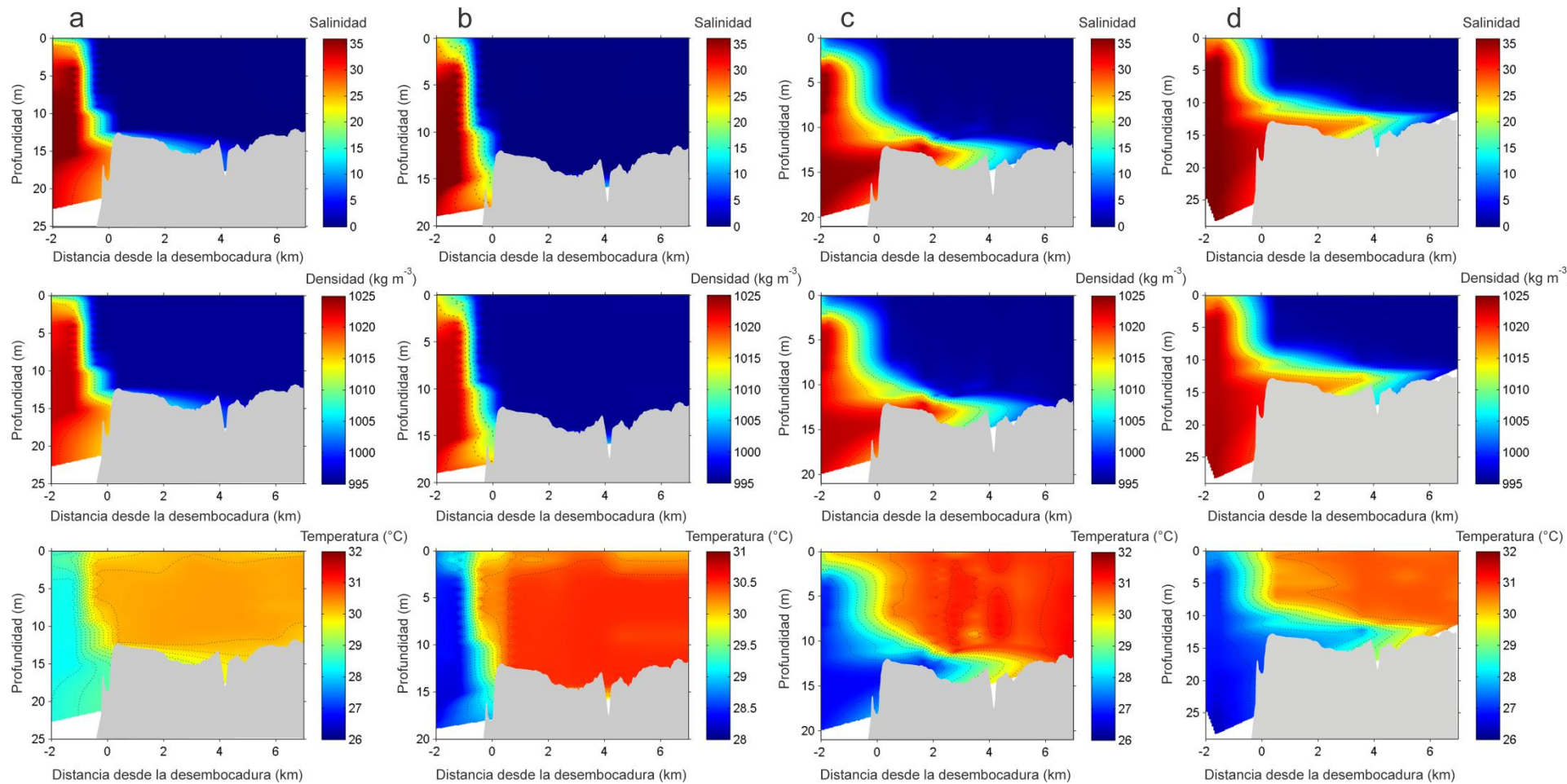


Figura 4.21. Distribución espacial axial (a lo largo del canal profundo) de la salinidad, la densidad y la temperatura, medidas en la desembocadura del río Magdalena: (a) noviembre 29/2012, (b) noviembre 30/2012, (c) abril 20/2013, y (d) abril 21/2013.

4.5.4. Estratificación y condiciones de mezcla (Richardson Layered Number)

La localización de la interfase salina/agua dulce (*Freshwater/Saline Interface*, FSI), definida en este estudio como el lugar en donde la isohalina de 1 intersecta el lecho del canal, presentó una marcada variabilidad estacional (**Figura 4.21**). La FSI se localizó aproximadamente a 4.54 km y 3.89 km aguas arriba de la desembocadura durante el 29 y 30 de noviembre de 2012, respectivamente. Por su parte, durante la estación de bajos caudales la FSI exhibió una mayor penetración dentro del canal, hasta localizarse aproximadamente a 6.85 km (abril 20 de 2013) y 6.94 km (abril 21 de 2013) aguas arriba de la desembocadura. Las condiciones de estratificación de la columna de agua (n_s) en el delta también mostraron diferencias a escala estacional (**Figura 4.22**). En la estación de altos caudales la columna de agua se caracterizó por estar completamente mezclada hasta la desembocadura ($> \sim 1$ km), estratificada en el frente deltaico interior (-1 km $- 0$ km), y parcialmente mezclada en el frente deltaico exterior (< -1 km). Mientras que durante la estación de bajos caudales la estratificación de la columna de agua se presentó desde ~ 6 km aguas arriba de la desembocadura. Esta estratificación se prolongó hasta el frente deltaico exterior, en donde la columna de agua pasó a ser parcialmente mezclada (**Figura 4.22**).

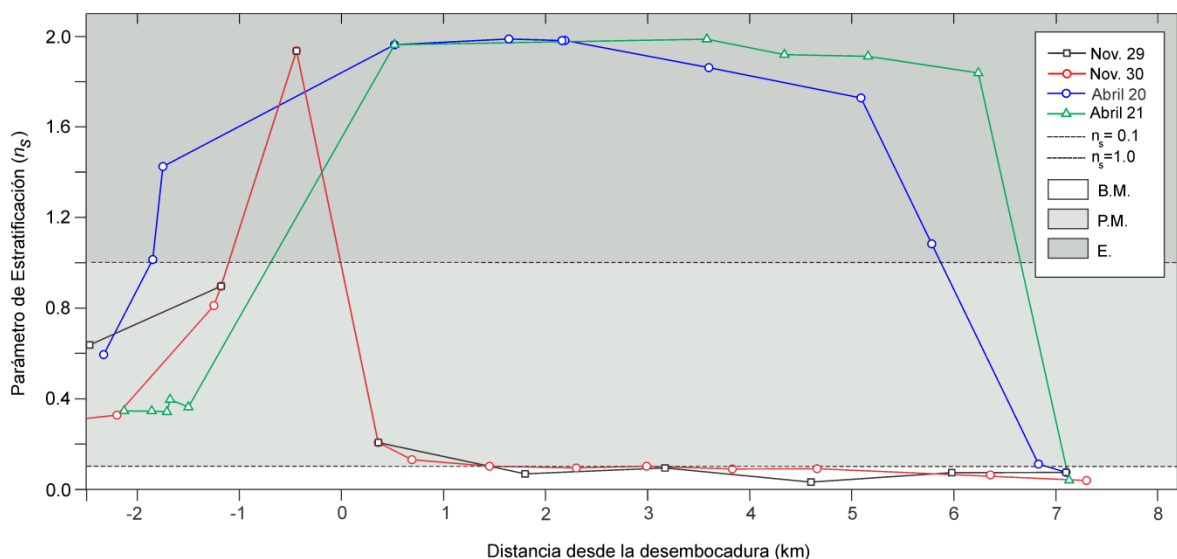


Figura 4.22. Parámetro de estratificación (n_s) en la desembocadura del río Magdalena. Estimado a partir de las mediciones efectuadas en las estaciones de altos (Noviembre 2012) y bajos (Abril 2013) caudales (B.M.: Bien mezclado, P.M.: Parcialmente mezclado, E.: Estratificado).

En el sitio en donde se efectuaron las mediciones estacionarias de corrientes (**Figura 3.1**), todos los valores de salinidad fueron cero en la columna de agua y por lo tanto, las diferencias de densidad entre las capa superficial y de fondo no fueron significativas (**Tabla 4.10**). Por consiguiente, el *Richardson Layered Number* (R_L) estimado en este sitio osciló entre 0.7×10^{-3} y 6.1×10^{-2} , lo que implica que la turbulencia generada por la fricción de fondo es el principal mecanismo de mezcla en este sector de la desembocadura (**Tabla 4.10**).

Tabla 4.10. Valores de profundidad de la lámina de agua (h), diferencia de densidad entre la capa superficial y la capa de fondo ($\rho_b - \rho_s$), densidad promediada en profundidad (ρ_o), y velocidad promedio integrada en la vertical (\bar{u}), utilizados en la estimación del *Richardson Layered Number* (R_L).

Mediciones	h (m)	$(\rho_b - \rho_s)$ (kg m ⁻³)	ρ_o (kg m ⁻³)	\bar{u} (m ² s ⁻²)	R_L
Nov. 28/29					
Perfil 1 (18:00)	8.00	0.0162	995.52	1.11	0.0010
Perfil 2 (20:00)	8.02	0.0114	995.54	1.10	0.0007
Perfil 3 (22:00)	8.04	0.0143	995.53	1.11	0.0009
Perfil 4 (00:00)	8.06	0.0119	995.53	1.07	0.0008
Perfil 5 (02:00)	8.08	0.0132	995.52	1.08	0.0008
Perfil 6 (04:00)	8.10	0.0114	995.51	1.05	0.0008
Perfil 7 (06:00)	8.12	0.0264	995.51	1.05	0.0019
Nov. 29/30					
Perfil 1 (18:00)	7.50	0.0598	995.63	0.77	0.0073
Perfil 2 (20:00)	7.52	0.0336	995.56	0.77	0.0041
Perfil 3 (22:00)	7.54	0.0055	995.56	0.75	0.0007
Perfil 4 (00:00)	7.56	0.0162	995.56	0.78	0.0019
Perfil 5 (02:00)	7.57	0.0070	995.57	0.76	0.0008
Perfil 6 (04:00)	7.59	0.0114	995.58	0.78	0.0013
Perfil 7 (06:00)	7.61	0.0143	995.58	0.72	0.0020
Abril 19/20					
Perfil 1 (19:40)	6.00	0.0669	995.53	0.44	0.0197
Perfil 2 (20:00)	6.04	0.1848	995.59	0.42	0.0613
Perfil 3 (22:00)	6.08	0.0130	995.35	0.47	0.0034
Perfil 4 (00:00)	6.12	0.0119	995.38	0.45	0.0034
Perfil 5 (02:00)	6.16	0.0667	995.40	0.44	0.0203
Perfil 6 (04:00)	6.20	0.0353	995.48	0.46	0.0100
Perfil 7 (06:00)	6.16	0.0592	995.48	0.45	0.0173
Abril 20/21					
Perfil 1 (18:45)	5.60	0.0914	995.54	0.38	0.0334
Perfil 2 (20:00)	5.63	0.0264	995.47	0.40	0.0091
Perfil 3 (22:00)	5.67	0.0344	995.40	0.40	0.0118
Perfil 4 (00:00)	5.70	0.0132	995.41	0.46	0.0034
Perfil 5 (02:00)	5.73	0.0349	995.46	0.40	0.0118
Perfil 6 (04:00)	5.77	0.0172	995.48	0.37	0.0070
Perfil 7 (05:00)	5.80	0.0112	995.55	0.35	0.0051

4.5.5. Sedimentos en suspensión

4.5.5.1. Distribución espacial de la concentración de sedimentos en suspensión (CSS)

Durante la estación de alta descarga fluvial los gradientes longitudinales de la concentración de sedimentos en suspensión (CSS) fueron mayores que los gradientes verticales (**Figura 4.23a y 4.23b**). Aun cuando en la capa más superficial de la columna de agua a lo largo del tramo fluvial la CSS osciló entre 2200 y 2700 mg l⁻¹, en el resto de la columna de agua la CSS fue >3500 mg l⁻¹. En consecuencia, la CSS en la columna de agua fue relativamente homogénea en este tramo. En la desembocadura y en el frente deltaico los gradientes verticales de la CSS fueron mayores. En la desembocadura, se registraron CSS del orden de 2700 mg l⁻¹ en la capa superficial de la columna de agua, mientras que en el fondo se presentaron valores de 4500 mg l⁻¹. En el frente deltaico, la CSS en la capa superficial de la columna de agua fue del orden de 1500 mg l⁻¹, mientras que en las capas inmediatamente inferiores varió entre 300 y 450 mg l⁻¹. Estos gradientes definieron la presencia de lutoclinas en el frente deltaico, localizadas a una

profundidad aproximada de 2.1 m y 3.3 m los días 29 y 30 de noviembre de 2012, respectivamente (**Figura 4.23a y 4.23b**).

Durante la estación de alta descarga fluvial las CSS fueron en promedio un 17% mayores, comparadas con las registradas en la estación de baja descarga fluvial (**Figura 4.23**). Los gradientes verticales de la CSS fueron mayores durante esta última estación, particularmente en el tramo fluvial. En este tramo, mientras que en la capa superficial de la columna de agua se observaron valores de 3100 mg l^{-1} , la CSS aumentó hasta alcanzar valores $>6700 \text{ mg l}^{-1}$ en el fondo. (**Figura 4.23c y 4.23d**). En la desembocadura y en el frente deltaico las mayores CSS se presentaron en las capas superficiales de la columna de agua. En la desembocadura, se registraron CSS del orden de 2600 mg l^{-1} y 900 mg l^{-1} en las capas superficial y de fondo, respectivamente. En el frente deltaico, la CSS en la capa superficial de la columna de agua osciló entre 1100 y 2100 mg l^{-1} , mientras que en las capas inmediatamente inferiores varió entre 100 y 200 mg l^{-1} . Estos gradientes definieron la presencia de lutoclinas en el frente deltaico, localizadas a una profundidad aproximada de 3.2 m y 3.6 m los días 20 y 21 de abril de 2013, respectivamente (**Figura 4.23c y 4.23d**).

En todos los monitoreos se identificó la formación de una zona de máxima turbidez (i.e. *turbidity maximum zone*, TMZ) (**Figura 4.23**). La TMZ fue definida arbitrariamente como la región en donde la CSS excede 4500 mg l^{-1} , los límites de esta región hacia aguas arriba y aguas abajo del canal definen la “nariz” y la “cola” de la TMZ, respectivamente. El “núcleo” de la TMZ corresponde al lugar en donde se registra la máxima CSS. Existe una diferencia apreciable en la magnitud y extensión de las TMZ identificadas en las estaciones de alta y baja descarga fluvial (**Figura 4.23**). Durante la estación de altas descargas la “cola” de la TMZ se localizó aproximadamente a 0.05 km (Noviembre 29) y 0.14 km (Noviembre 30) de la desembocadura, mientras que la “nariz” se ubicó a 4.59 km (Noviembre 29) y 1.04 km (Noviembre 30) de la desembocadura. El espesor varió entre 1.3 m y 3.1 m, y el “núcleo” de la TMZ, que registró valores de $5016 - 5031 \text{ mg l}^{-1}$, se localizó aproximadamente a 0.44 km (Noviembre 29) y 0.39 km de la desembocadura (Noviembre 30) (**Figura 4.23a y 4.23b**). Por su parte, durante la estación de bajas descargas fluviales la “nariz” de la TMZ penetró más de 7 km con respecto a la desembocadura, mientras que la “cola” se localizó aproximadamente a 1.81 km (Abril 20) y 4.62 km (Abril 21) de la desembocadura. Los “núcleos” de la TMZ, localizados a 4.3 km (Abril 20) y 6.22 km (Abril 21) de la desembocadura, registraron valores de 11450 mg l^{-1} (Abril 20) y 9988 mg l^{-1} (Abril 21). En esta estación el espesor de la TMZ varió entre 2.2 m y 5.4 m. Las mediciones indicaron que durante la estación de bajas descargas fluviales existen pronunciados gradientes verticales de CSS en la TMZ (**Figura 4.23c y 4.23d**).

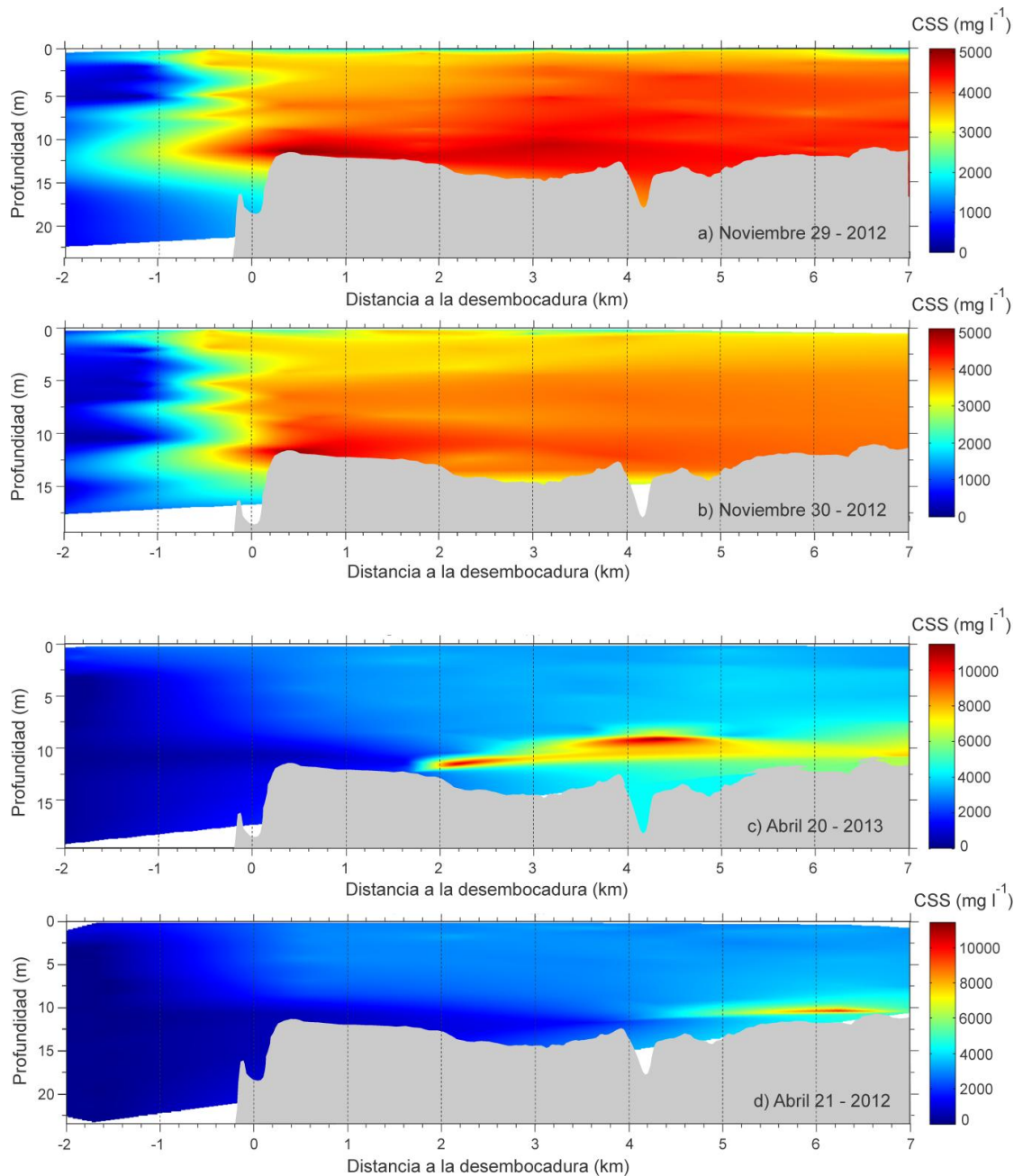


Figura 4.23. Distribución espacial axial (a lo largo del canal profundo) de la concentración de sedimentos en suspensión medida en la desembocadura del río Magdalena: (a) noviembre 29/2012, (b) noviembre 30/2012, (c) abril 20/2013, y (d) abril 21/2013.

4.5.5.2. Variabilidad temporal de la concentración de sedimentos en suspensión (CSS) y flujos de agua y sedimentos.

En el sitio en donde se efectuaron las mediciones estacionarias de corrientes (**Figura 3.1**), la CSS varió entre 2723 mg l^{-1} y 6201 mg l^{-1} . Comparada con la estación de altas descargas fluviales, la CSS promedio fue hasta un 13% mayor durante la estación de bajas descargas

fluviales (**Figura 4.24**). Se registró una CSS promedio de 3568 mg l^{-1} , 4063 mg l^{-1} , y 3543 mg l^{-1} durante las mediciones efectuadas el 29/30 de noviembre (2012), el 19/20 de abril (2013), y el 20/21 de abril (2013), respectivamente. Durante el 28/29 de noviembre (2012) no se obtuvieron datos de CSS debido a problemas técnicos con el OBS 3A.

Los perfiles verticales de CSS obtenidos en este sitio fueron multi-forma (**Figura 4.24**). Por consiguiente, estos perfiles verticales individuales fueron clasificados en 5 tipos básicos: perfil en forma de *L* (i.e. **Figura 4.24b** – perfil 1), perfil inclinado cóncavo hacia arriba (i.e. **Figura 4.24b** – perfil 6), perfil inclinado cóncavo hacia abajo (i.e. **Figura 4.24a** – perfil 5), perfil en forma de *S* inversa (i.e. **Figura 4.24a** – perfil 7), y perfil de línea cuasi-inclinada (i.e. **Figura 4.24a** – perfil 1). Los perfiles en forma de *L* y de línea cuasi-inclinada fueron los tipos básicos predominantes. Estos cinco tipos de perfiles cubren aproximadamente el 75% de los perfiles verticales de CSS. En consecuencia, cerca del 25% de los perfiles corresponden a formas de transición entre estos cinco tipos básicos (i.e. **Figura 4.24a** – perfil 7). En general, todos los perfiles verticales mostraron un incremento bien definido de la CSS hacia el fondo de la columna de agua. Este gradiente fue mayor durante las mediciones efectuadas durante el 19/20 de abril de 2013. Por ejemplo, durante esta fecha este gradiente fluctuó entre 955 y 2803 mg l^{-1} , mientras que en las otras mediciones varió entre 460 y 1150 mg l^{-1} (29/30 de noviembre), y 199 y 1225 mg l^{-1} (20/21 de abril). Los cambios en la CSS a lo largo de cada uno de los ciclos de medición pueden considerarse como poco significativos (**Figura 4.24**).

Se estimaron los caudales y el transporte de sedimentos en suspensión (TSS), unitarios (por ancho de sección) y promediados en la vertical, con el fin de establecer los flujos de agua y sedimentos (**Figura 4.25**). En cada uno de los casos, la dirección neta de los flujos fue hacia el océano durante todo el ciclo de medición (i.e. flujos positivos). Además, como se esperaba, los flujos fueron mayores durante la estación de alta descarga fluvial. El 28/29 de noviembre el caudal unitario promedio fue $8.01 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1} \text{ m}^{-1}$, con valores entre 7.61 y $8.27 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1} \text{ m}^{-1}$. El 29/30 de noviembre el caudal unitario fluctuó entre 4.10 y $4.39 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1} \text{ m}^{-1}$, presentando un valor medio de $4.30 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1} \text{ m}^{-1}$. En la estación de baja descarga fluvial el caudal unitario varió entre 1.57 y $3.04 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1} \text{ m}^{-1}$, presentado promedios de 2.83 y $1.90 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1} \text{ m}^{-1}$, durante el 19/20 de abril y el 20/21 de abril, respectivamente. Por su parte, el TSS unitario osciló entre 14.51 y $16.16 \text{ kg s}^{-1} \text{ m}^{-1}$ el 29/30 de noviembre, con un promedio de $15.37 \text{ kg s}^{-1} \text{ m}^{-1}$; mientras que el 19/20 de abril y el 20/21 de abril presentaron promedios de 11.52 y $6.88 \text{ kg s}^{-1} \text{ m}^{-1}$, respectivamente, con valores entre 5.48 y $12.50 \text{ kg s}^{-1} \text{ m}^{-1}$ (**Figura 4.25**).

Al integrar cada uno de estos flujos durante su respectivo ciclo de medición se obtuvieron caudales unitarios totales de $0.347 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ m}^{-1}$ (noviembre 28/29), $0.186 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ m}^{-1}$ (noviembre 29/30), $0.104 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ m}^{-1}$ (abril 19/20), y $0.072 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ m}^{-1}$ (abril 20/21); y TSS unitarios totales de 663.3 t m^{-1} (noviembre 29/30), 429.8 t m^{-1} (abril 19/20), y 236.1 t m^{-1} (abril 20/21). Extrapolando los valores obtenidos en la sección unitaria a la sección total de flujo, que en este sitio tiene una extensión aproximada de 538.7 m (**Figura 3.1**), se obtuvieron flujos netos del orden de $1026 - 4320 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ para los caudales, y de $320 - 715 \times 10^3 \text{ t d}^{-1}$ para el sedimento en suspensión.

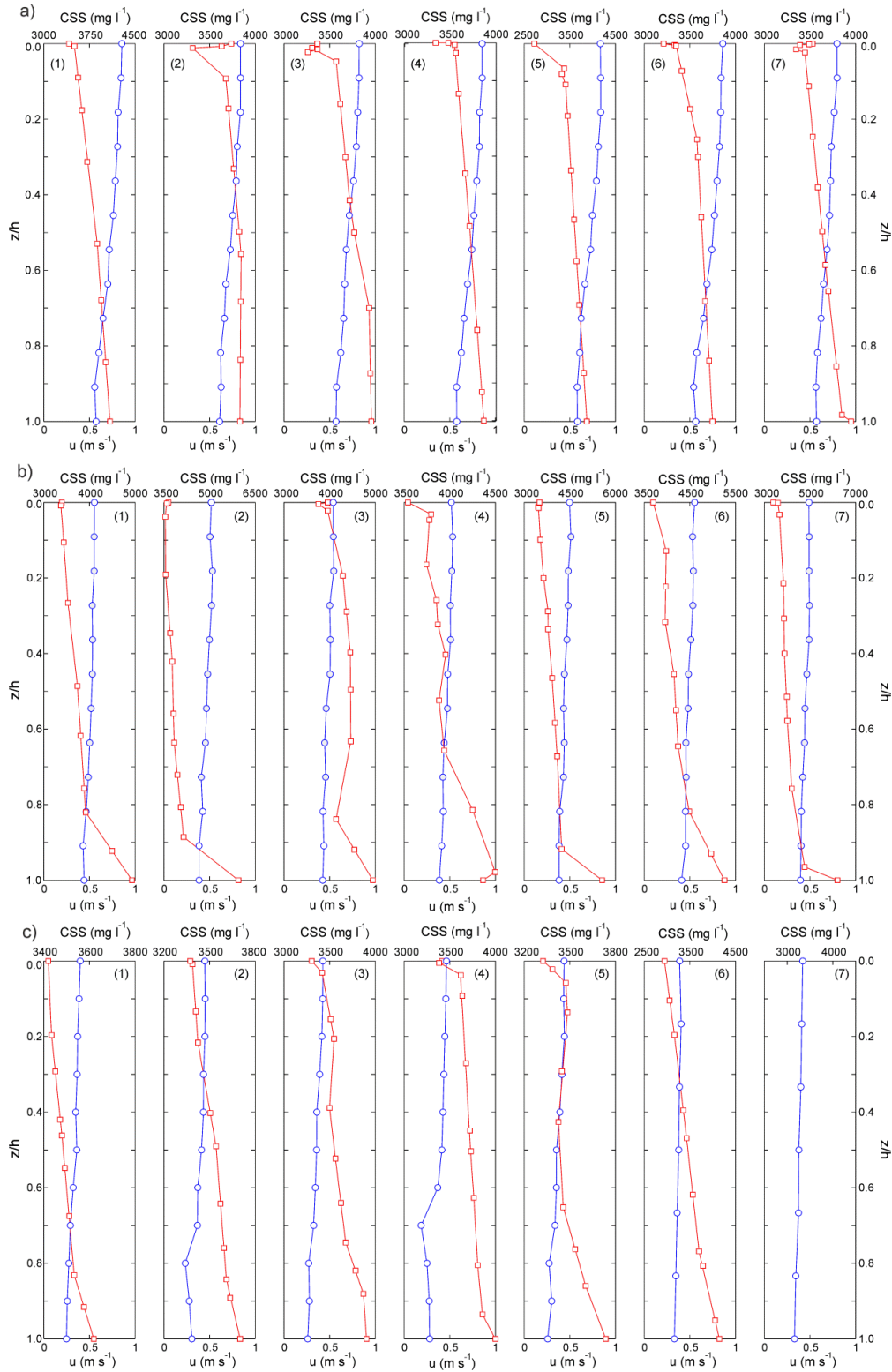


Figura 4.24. Perfiles verticales de velocidad (u) (líneas azules) y de concentración de sedimentos en suspensión (CSS) (línea roja) obtenidos durante los monitoreos de (a) 29/30 noviembre de 2012, (b), abril 19/20 de 2013, y (c) abril 20/21 de 2013; z = profundidad parcial medida verticalmente hacia abajo desde la superficie, h = profundidad total medida hacia abajo desde la superficie. La numeración (1-7) corresponde a los perfiles indicados en la **Tabla 4.10**.

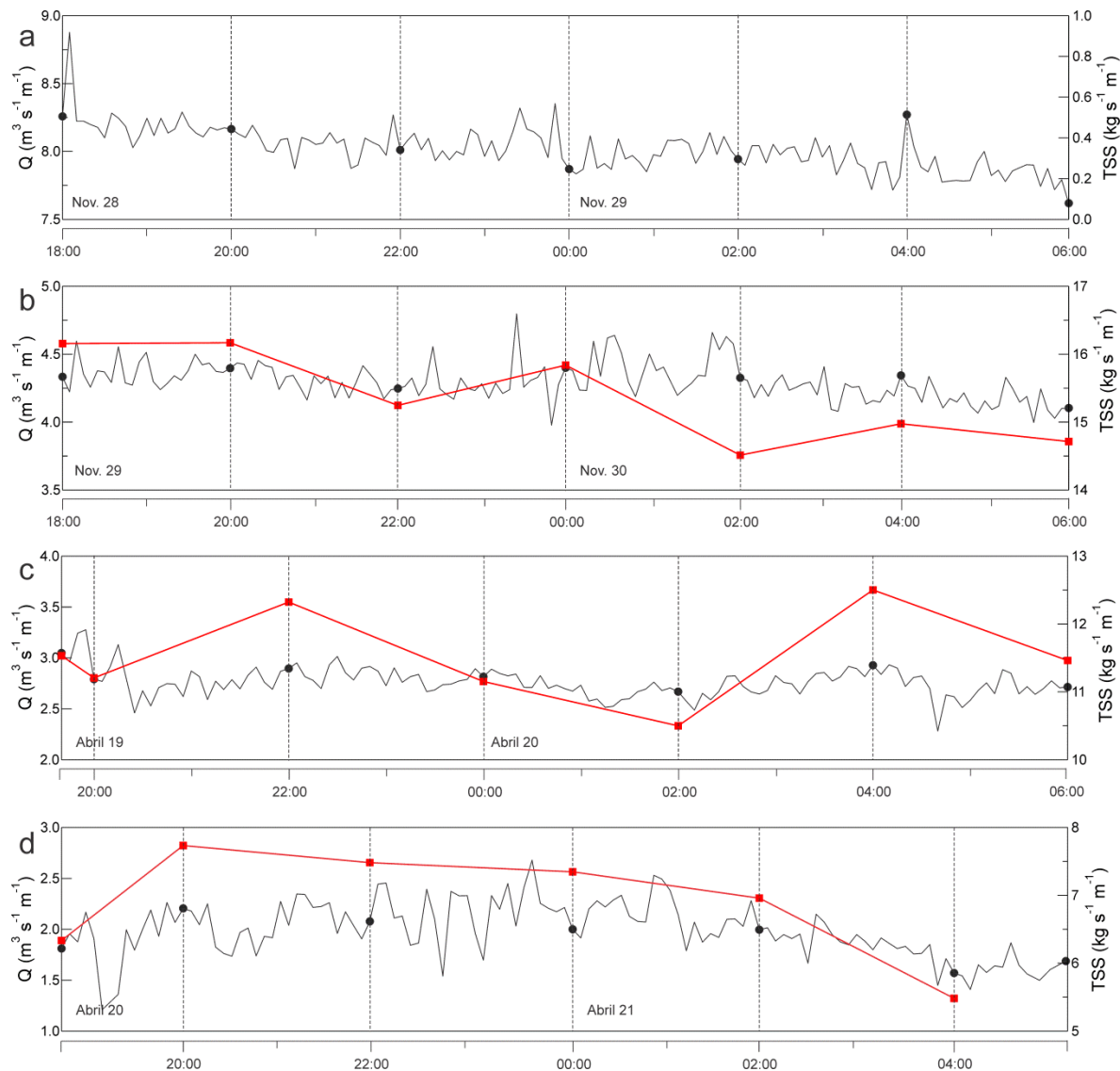


Figura 4.25. Flujos unitarios (por ancho de sección) de agua (Q) y sedimentos en suspensión (TSS) estimados a partir de los monitoreos efectuados durante (a) noviembre 28/29 (2012), (b) noviembre 29/30 (2012), (c) abril 19/20 (2013), y (d) abril 20/21 (2012).

4.5.5.3. Tamaño de grano – partículas en suspensión

El tamaño de partícula dominante de los sedimentos en suspensión observados en la capa más superficial de la columna de agua, durante el monitoreo de noviembre fue limo grueso ($d_{10}=0.3\ \mu\text{m}$; $d_{50}=14.1\ \mu\text{m}$; $d_{90}=45.9\ \mu\text{m}$). Esta categoría abarcó el 76.4% del peso total de los sedimentos en suspensión. Durante abril, los limos medios ($d_{10}=0.3\ \mu\text{m}$; $d_{50}=7.8\ \mu\text{m}$; $d_{90}=23.8\ \mu\text{m}$) fueron el tamaño de partícula dominante, alcanzado el 65.4% del peso total de los sedimentos en suspensión (**Figura 4.26**). Las partículas en el rango de las arenas ($63\text{--}600\ \mu\text{m}$) totalizaron el 7.1% durante la estación húmeda y estuvieron prácticamente ausentes durante la estación seca

(1.9%). Las partículas en el rango de las arcillas se incrementaron del 16.5% al 32.7%, entre las estaciones húmeda y seca. En general, las muestras recolectadas fueron muy pobremente sorteadas (**Figura 4.26**).

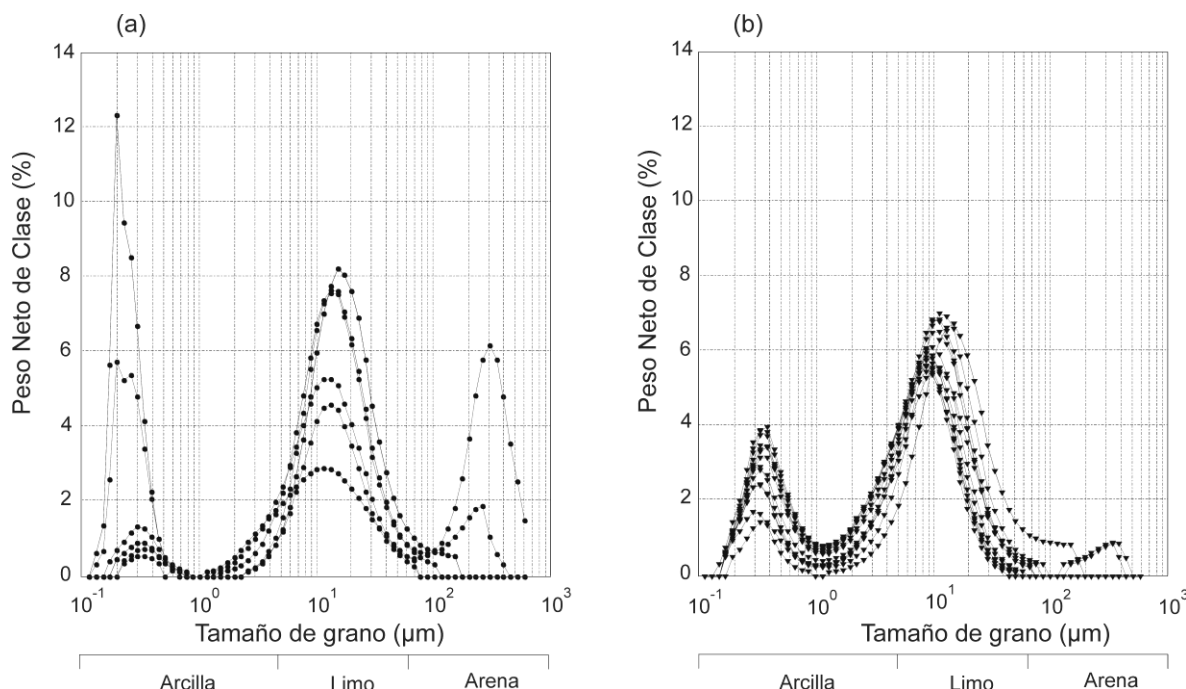


Figura 4.26. Tamaño de grano de las partículas en suspensión medidas en la capa superficial de la columna de agua durante (a) noviembre 2012 (temporada de altos caudales), y (b) abril 2013 (temporada de bajos caudales).

4.6. Cambios Morfológicos (Erosión/Sedimentación) en el Delta del río Magdalena (Delta Subacuoso)

4.6.1. Patrones de erosión y sedimentación a lo largo del canal profundo (*Thalweg*)

Desde octubre 2004 a noviembre 2006 la desembocadura (0 – 2 km) y el segmento superior del tramo fluvial (15 – 18 km) experimentaron tasas significativas de erosión de ~2 m (**Figura 4.27**). En contraste, en el tramo fluvial, aproximadamente a 3 km y 12-15 km aguas arriba de la desembocadura, se acumularon depósitos de sedimentos con espesores hasta de 4 m. Los otros segmentos del río permanecieron relativamente estables (**Figura 4.27a**). Desde febrero 2006 a noviembre 2006, que prácticamente corresponde a una estación hidrológica completa, el *Thalweg* mostró nuevamente un cambio morfológico en estos sectores, aunque de menor magnitud (**Figura 4.27b**). Entre septiembre 2006 y abril 2007 se presentó un cambio en los patrones de variabilidad morfológica, caracterizado por la ocurrencia de procesos de sedimentación en la desembocadura y el segmento superior del tramo fluvial. El relleno de la depresión localizada cerca de la desembocadura también se detuvo durante este periodo. Por el contrario, como resultado de procesos erosivos se formó una depresión en el segmento medio del *Thalweg* (7-9 km). Los otros segmentos del río permanecieron relativamente estables durante este periodo (**Figura 4.27c**). En general, la estructura y configuración del *Thalweg*, con dunas

subacuáticas parcialmente cortadas por depresiones relativamente estrechas/profundas, se mantuvo estable durante todas las mediciones (**Figura 4.27**).

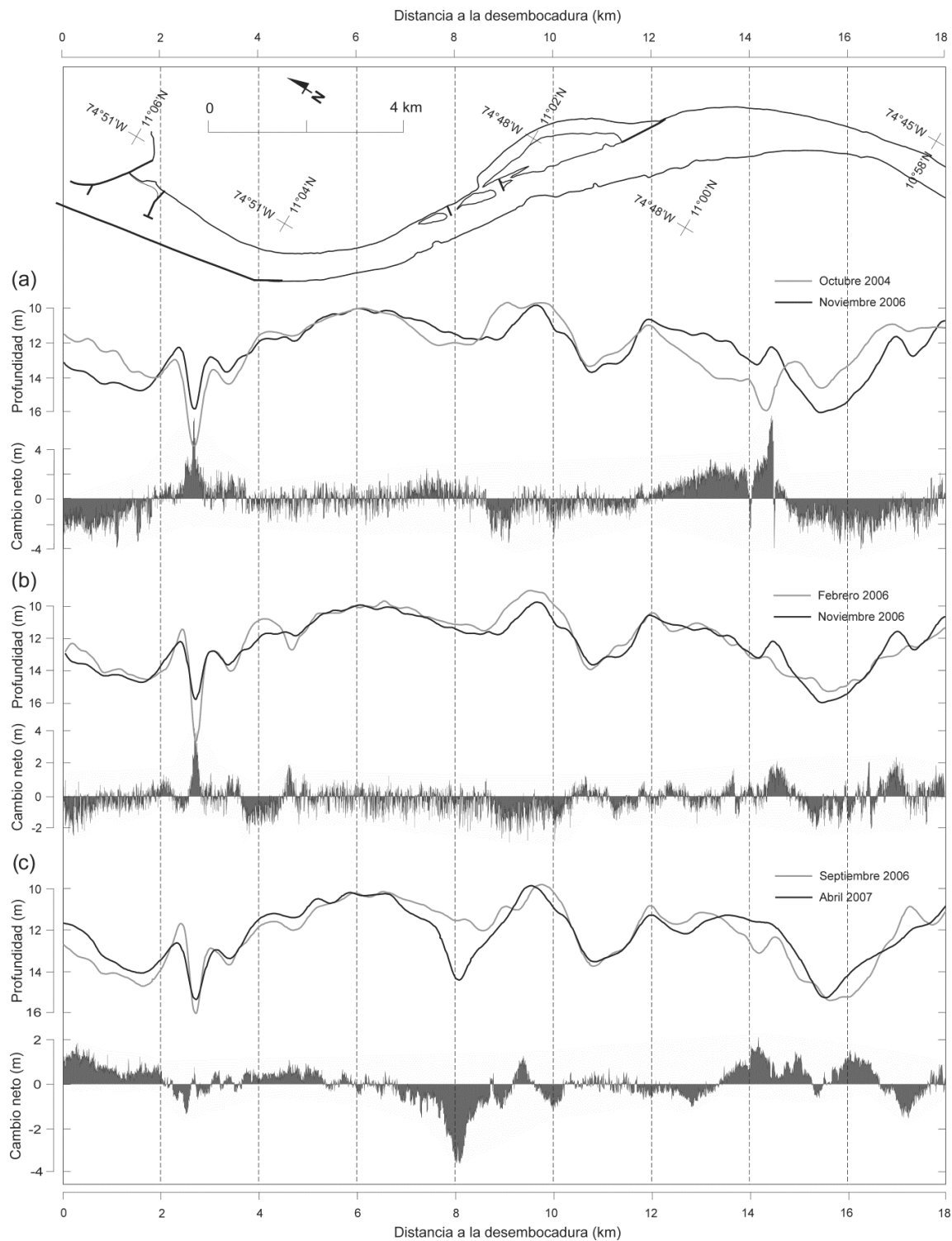


Figura 4.27. Comparación de perfiles longitudinales del canal profundo (*Thalweg*) (panel superior) y distribución espacial de la erosión y la sedimentación a lo largo de estos perfiles (panel inferior) en el delta del río Magdalena para diferentes periodos: (a) octubre 2004 – noviembre 2006, (b) febrero 2006 – noviembre 2006, y (c) septiembre 2006 – abril 2007. La vista en planta del delta del río Magdalena es incluida como referencia geográfica.

4.6.2. Patrones de erosión y sedimentación en la desembocadura

Entre 1994 y 2000, se identificaron amplias zonas de sedimentación en el sector de la desembocadura/barra frontal (**Figura 4.28**). Estas zonas se extendieron a lo largo de 0.24 km^2 (82% del total del sub-área evaluada) y allí se acumuló un total de $0.61 \times 10^6 \text{ m}^3$ de sedimentos (**Tabla 4.11**). Esta acumulación fue especialmente aparente en el extremo sur de la desembocadura, que experimentó una acumulación mayor a 2.3 m (0.38 m a^{-1}) (**Figura 4.28**). Este periodo de intensa sedimentación fue seguido por un intervalo de erosión entre 2000 y 2004, no solo en el sector de la desembocadura/barra frontal sino también en el canal principal (**Figura 4.28**). En este periodo, las superficies de erosión cubrieron 0.19 km^2 (65% del total del sub-área evaluada) y 1.61 km^2 (69% del total del sub-área evaluada) en los sectores de la desembocadura/barra frontal y el canal principal, respectivamente. La pérdida volumétrica total de sedimentos ascendió a $0.24 \times 10^6 \text{ m}^3$ en el sector de la barra frontal y a $2.16 \times 10^6 \text{ m}^3$ en el canal principal (**Tabla 4.11**). Durante este periodo, el canal principal experimentó un déficit de sedimentos de $>1.1 \text{ m}$ (0.27 m a^{-1}). Por el contrario, se identificaron áreas de sedimentación en parches a lo largo de los segmentos laterales del canal principal, los cuales mostraron una tasa de acumulación de 0.35 m a^{-1} (**Figura 4.28**). Entre 2004 y 2011, las áreas depositacionales en los sectores de la desembocadura/barra frontal y el canal principal, incrementaron en número y extensión (llegando a cubrir el 75% del total del sub-área evaluada), presentando volúmenes de sedimentación de $4.15 \times 10^6 \text{ m}^3$ y $0.67 \times 10^6 \text{ m}^3$, respectivamente (**Tabla 4.11** y **Figura 4.28**). En contraste, se identificaron parches elongados de erosión en los segmentos laterales del canal principal, especialmente a lo largo del tajamar occidental (**Figura 4.28**).

Tabla 4.11. Balances de acreción y erosión (área y volumen) en diferentes zonas del delta del río Magdalena entre 1994 y 2012.

Zona/ Datos batimétricos Periodos de comparación	Área (km^2)		Volumen ($\times 10^6 \text{ m}^3$)	
	Acreción	Erosión	Acreción	Erosión
Canal Principal				
2000 (Junio) – 2004 (Mayo)	0.706	1.610	1.888	2.160
2004 (Mayo) – 2011 (Julio)	1.743	0.572	4.151	1.676
Desembocadura/Barra Frontal				
1994 (Agosto) – 2000 (Junio)	0.243	0.052	0.609	0.054
2000 (Junio) – 2004 (Mayo)	0.101	0.194	0.196	0.243
2004 (Mayo) – 2011 (Julio)	0.224	0.071	0.671	0.189
Frente Deltaico (I)				
1994 (Agosto) – 2000 (Junio)	3.221	3.267	6.331	5.003
2000 (Junio) – 2008 (Abril)	2.738	3.750	21.361	15.970
Frente Deltaico (II)				
1994 (Agosto) – 2000 (Junio)	1.575	1.622	2.427	2.343
2000 (Junio) – 2008 (Abril)	2.044	1.154	19.503	6.627
2010 (Abril) – 2012 (Junio)	1.712	1.485	9.991	4.840

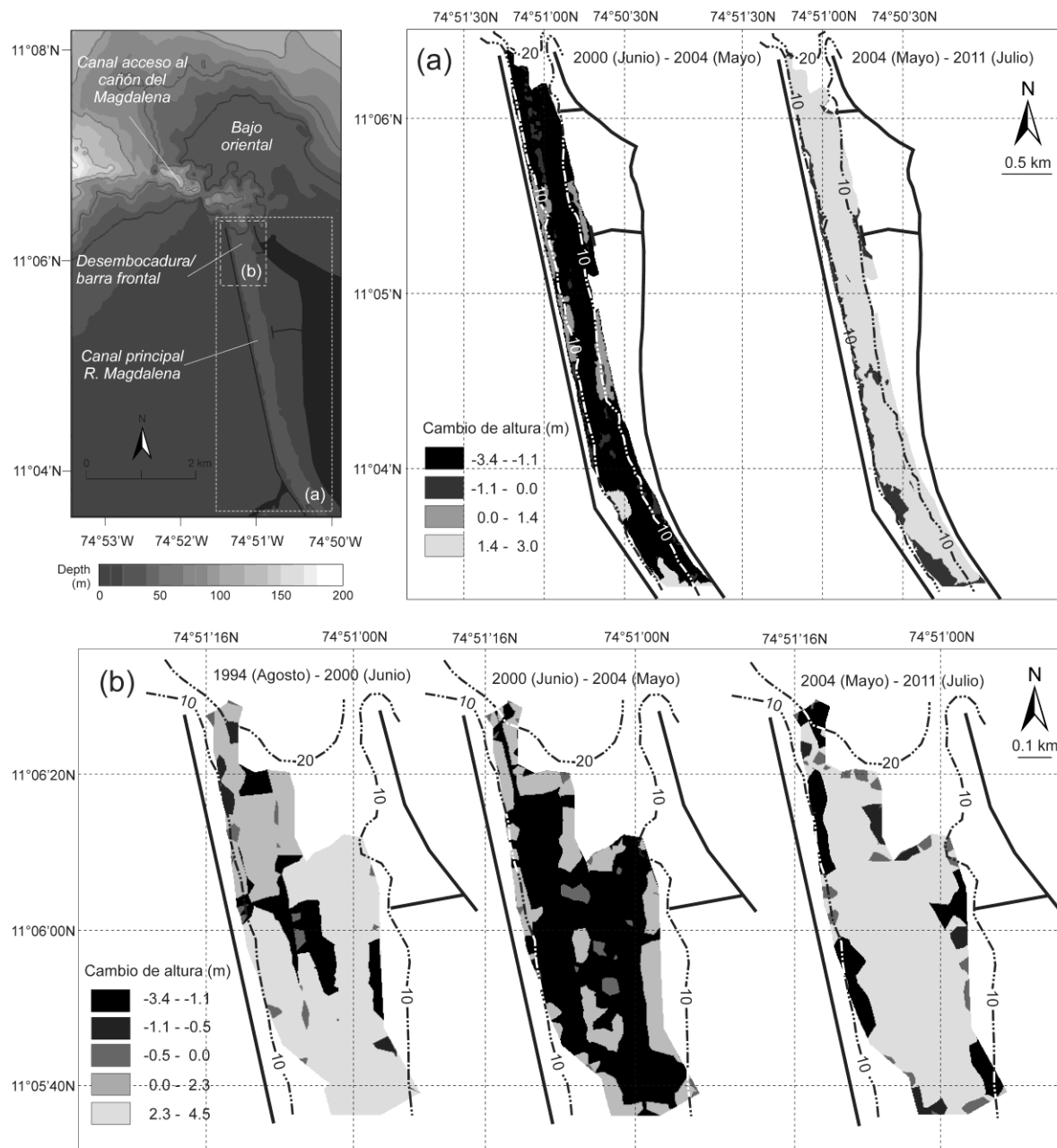


Figura 4.28. Comparación entre los volúmenes de acreción (valores positivos) y erosión (valores negativos) en el delta del río Magdalena para diferentes años en (a) el canal principal, y (b) desembocadura/barra frontal. Las isobatas (m) están representadas por líneas punteadas.

4.6.3. Patrones de erosión y sedimentación en el frente deltaico

Entre 1994 y 2000, las áreas erosionales y depositacionales estuvieron en equilibrio en el frente deltaico (**Tabla 4.11**). Valores de erosión hasta de 4.0 m (0.66 m a^{-1}) se presentaron en los extremos norte ($11^{\circ}08'00\text{N}$, $74^{\circ}51'30 \text{ W}$) y oriental ($11^{\circ}08'00\text{N}$, $74^{\circ}51'30 \text{ W}$) de los márgenes marinos del frente deltaico (**Figura 4.29**). También se identificaron parches de erosión en la zona central del frente deltaico, especialmente hacia el margen occidental ($11^{\circ}07'30\text{N}$, $74^{\circ}51'45 \text{ W}$) (**Figura 4.29a**). Por el contrario, el sector más próximo a la desembocadura ($11^{\circ}07'00\text{N}$,

74°51'30 W) y el margen marino suroccidental (11°07'00N, 74°51'45 W) experimentaron una acumulación de sedimentos $>1.3 \text{ m}$ (0.21 m a^{-1}) (**Figura 4.29a**). De 2000 a 2008, el balance erosional/acrecionario cambió. Aunque las superficies de erosión cubrieron el 58% del total del sub-área evaluada, la acumulación total de $21.4 \times 10^6 \text{ m}^3$ de sedimentos prevaleció, en comparación con una pérdida de $15.9 \times 10^6 \text{ m}^3$ de sedimentos (**Tabla 4.11**).

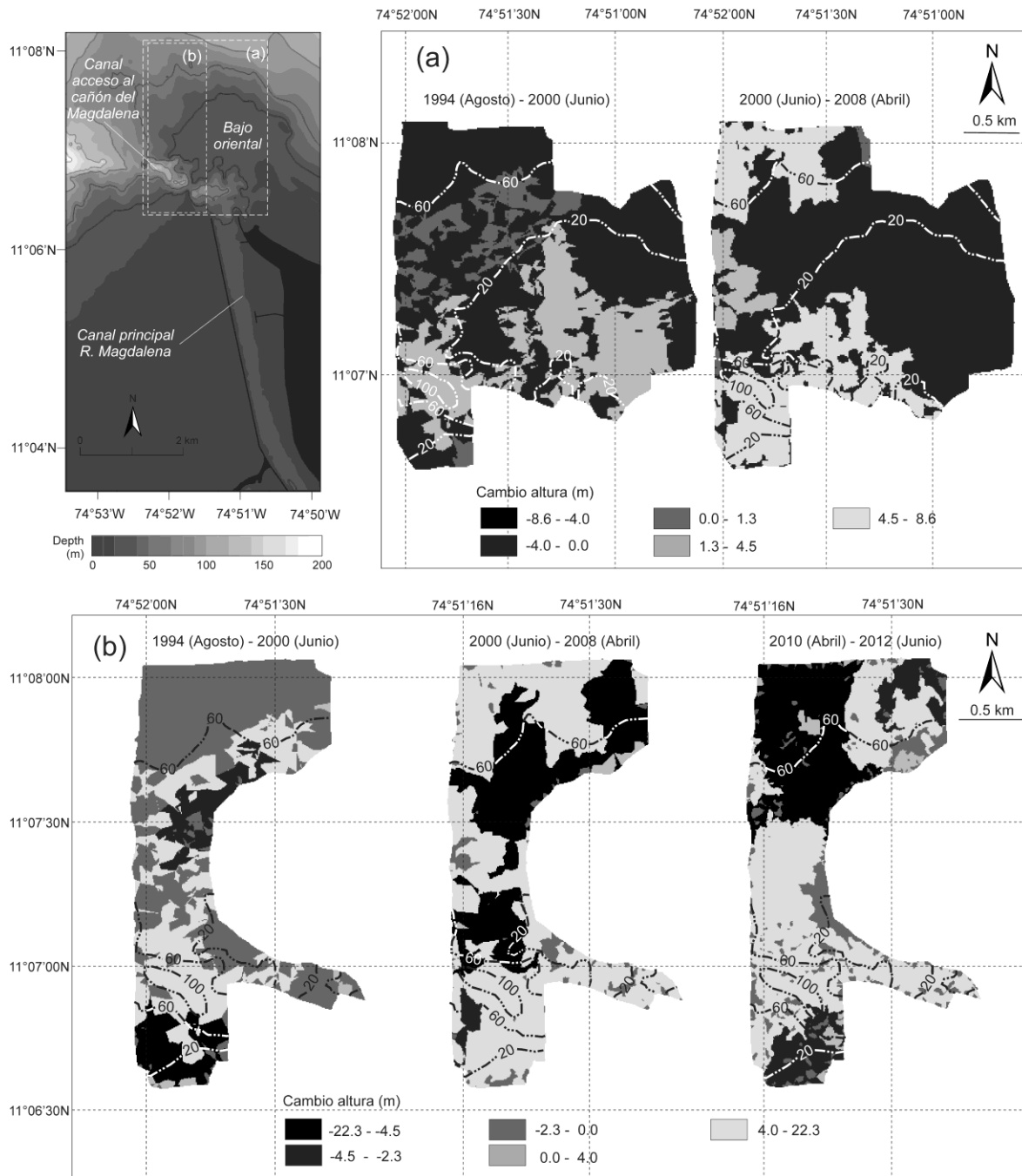


Figura 4.29. Comparación entre los volúmenes de acreción (valores positivos) y erosión (valores negativos) en el delta del río Magdalena para diferentes años en el (a) frente deltaico I, y (b) frente deltaico II. Las isobatas (m) están representadas por líneas punteadas.

En promedio, los procesos de erosión aparecieron predominantemente en las zonas más someras del margen oriental (*i.e.* bajo submareal oriental). Parches de erosión de ~ 4.0 m (0.50 m a^{-1}) aparecieron o se fusionaron sobre el bajo oriental y el margen marino norte del frente deltaico. Se observaron procesos sedimentarios significativos en las zonas más profundas, correspondientes a las zonas de acceso al Cañón del Magdalena, con una acumulación de >4.5 m (0.56 m a^{-1}). Este patrón de sedimentación conduce al llenado progresivo de estos canales de acceso (**Figura 4.29a**). Entre 2010 y 2012, los procesos sedimentarios se consolidaron a lo largo del margen occidental, especialmente en las zonas de acceso al Cañón del Magdalena y en las áreas adyacentes, en donde se experimentó una acumulación de sedimento de >4.0 m (2.0 m a^{-1}) (**Figura 4.29b**). Durante este periodo, las áreas de depositación cubrieron 1.71 km² (54% del total del sub-área evaluada), y la ganancia volumétrica ascendió a 9.99×10^6 m³ (**Tabla 4.11**). Los parches de erosión también fueron típicos de los márgenes marinos norte y sur de este sector (**Figura 4.29b**).

5. Interpretación y Discusión

5.1. Magnitud y variabilidad de las descargas fluviales

5.1.1 Caudal: magnitud y tendencias de largo plazo

El caudal acumulado ($330 \text{ km}^3 \text{ a}^{-1}$) de los ríos que drenan la planicie Caribe colombiana representa el 43% de la descarga total de agua dulce ($789.6 \text{ km}^3 \text{ a}^{-1}$) vertida en la cuenca del Mar Caribe (GRDC, 2009). El río Magdalena aporta la mayor cantidad de agua dulce al Mar Caribe con un caudal medio de $205.1 \text{ km}^3 \text{ a}^{-1}$ (Tabla 4.2), que representa el 26% de la descarga fluvial total en esta cuenca. Los estimativos previos del caudal del río Magdalena varían entre $224 \text{ km}^3 \text{ a}^{-1}$ y $254 \text{ km}^3 \text{ a}^{-1}$ (e.g. Dai *et al.*, 2009; Milliman y Meade, 1983; Pekarova *et al.*, 2003; Restrepo y Kjerfve, 2000, 2004; Walling, 2009). Sin embargo, estos estimativos fueron obtenidos a partir de series de tiempo cortas (< 26 años) (Milliman y Meade, 1983; Restrepo y Kjerfve, 2000, 2004; Walling, 2009) o de modelos numéricos (Dai *et al.*, 2009; Pekarova *et al.*, 2003). El conjunto de datos presentado en este estudio comprende series de tiempo de mayor extensión (32-70 años) y está basado completamente en registros instrumentales. Por lo tanto, se considera que este conjunto de datos proporciona un estimativo más confiable del aporte de agua dulce hacia la cuenca del Mar Caribe. Como resultado de sus caudales relativamente altos, los aportes fluviales de estos ríos (especialmente los del río Magdalena) pueden ser considerados como uno de los principales agentes morfodinámicos del litoral Caribe colombiano; así como un elemento clave en la estabilidad termodinámica y en los flujos bioquímicos del Mar Caribe.

Los resultados del MKT indicaron tendencias positivas en los caudales, significativas para un nivel de confianza de al menos el 90% en los ríos Mulatos, Magdalena, Canal del Dique y Fundación. La pendiente de *Sen's* también resaltó un aumento general en los caudales (Tabla 4.3); especialmente entre 1998 y 2010, periodo en el cual se presentaron las mayores tasas de incremento del caudal (Figura 4.4). En los estudios previos no se habían reportado tendencias significativas (crecientes o decrecientes) en los caudales de los ríos que drenan la planicie Caribe colombiana (Mesa *et al.*, 1997; Poveda, 2004). En particular, se había estimado que el caudal anual del río Magdalena había permanecido relativamente constante (Dai *et al.*, 2009; Milliman *et al.*, 2008; Walling, 2009). Las diferencias entre las tendencias de largo plazo identificadas en este estudio y en los trabajos previos, se fundamentan en (1) la ventana temporal del análisis y (2) las características no-estacionarias de los procesos hidrológicos. La magnitud y significancia estadística de una tendencia de largo plazo es sensible al periodo de tiempo exacto que es examinado, en particular, al hecho de que se incluyan o no los datos de los años más recientes. Aun cuando en los estudios previos se utilizaron diferentes registros hidrológicos, ninguno de ellos comprendía el periodo 2000-2010, cuando el caudal anual de estos sistemas fluviales aumentó hasta en un 65% (Figura 4.4 y Tabla 4.4). Además, en la mayoría de los ríos las principales componentes oscilatorias alcanzaron su máxima potencia durante este periodo (Figura 4.7); y en consecuencia, estas oscilaciones fortalecieron la señal de los caudales y condicionaron el surgimiento de tendencias de largo plazo en estos sistemas fluviales. Debido a la naturaleza no-estacionaria de las señales hidrológicas, Dai *et al.* (2009) han argumentado que una tendencia lineal no debe ser interpretada como un parámetro constante durante todo un periodo de tiempo; sino por el contrario, como una medida de cambio en las características de estas señales. Se identificaron tendencias lineales significativas para los periodos 1977-2010, 1979-2010, 1941-2010, y 1958-2010 en los ríos Mulatos, Canal del Dique, Magdalena, y

Fundación, respectivamente. Por consiguiente, estas observaciones no implican que estas tendencias existían antes o se prolongarán más allá de estos periodos, pero si indican la existencia de cambios hidrológicos significativos.

Los nuevos análisis de estas series históricas de caudal indican que existe una fuerte conexión entre las tendencias de largo plazo, como indicadoras de cambio hidrológico, y las periodicidades hidrológicas. Desde 1998-2002, cuando las tendencias lineales se volvieron pronunciadas en la mayoría de los sistemas fluviales y fueron significativas en los ríos Sucío, Canal del Dique, Magdalena, Fundación, Frío y Palomino (**Tabla 4.4**), se presentó la oscilación simultánea de las señales anual, interanual (3-7 años), y cuasi-decadal (8-12 años) en la mayoría de los ríos. La ocurrencia simultánea de estas señales, tendencias e incrementos de los caudales a lo largo de toda la planicie Caribe colombiana sugiere que el mecanismo de generación tiene una cobertura espacial de escala regional. Fluctuaciones sincrónicas de este tipo también fueron observadas en Norteamérica, Suramérica y África a escala continental ([Pasquini y Depetris, 2007](#); [Pekarova et al., 2001](#); [Probst y Tardy, 1987](#)). A pesar de la característica de simultaneidad hidrológica, también surgieron diferencias relevantes entre estos ríos. Por ejemplo, la señal anual distintiva de los ríos Sinú y Frío, o la ausencia de cualquier tendencia significativa en los ríos Aracataca, Sinú y Ranchería (**Tabla 4.3 y 4.4**). Las respuestas del caudal frente a los procesos atmosféricos de circulación de gran escala, parece estar modulada por procesos naturales de escala local e impactos antropogénicos de gran escala (e.g. [Walling y Fang, 2003](#), [Dai et al., 2009](#); [Walling, 2009](#)), que a su vez están regulados por las características de la cuenca de drenaje (*i.e.* área de drenaje, relieve, cobertura vegetal, tipo de suelos). Estas diferencias deben ser exploradas en detalle en investigaciones futuras.

5.1.2. Variabilidad del caudal

Los análisis de diferencias estacionales entre años La Niña, El Niño y normales (**Figura 4.5**), así como los resultados del análisis de correlación cruzada entre los caudales mensuales y las anomalías mensuales del índice SOI (**Figura 4.6**), indican que la señal de ENSO para los ríos que drenan la planicie Caribe colombiana no es tan alta como se había mostrado previamente (e.g. [Gutiérrez y Dracup, 2001](#); [Restrepo y Kjerfve, 2000](#)). Existe una correlación de moderada a buena entre el caudal y el SOI en las escalas estacional e interanual para los ríos Andinos; mientras que existe una correlación entre pobre y moderada para aquellos ríos que drenan la Sierra Nevada de Santa Marta. [Poveda et al. \(2001\)](#) ya había notado la débil correlación simultánea entre el ENSO y los caudales en Colombia a escala estacional, especialmente durante abril-junio, debido a que el ENSO comienza a desarrollarse o declina en esta época del año. Adicionalmente, la influencia del ENSO en los ríos de la planicie Caribe colombiana es más débil comparada con los efectos que produce en los ríos que drenan las regiones Pacífica y Andina de Colombia. Por el contrario, otros autores argumentan que el 65% de la variabilidad interanual del caudal en ríos como el Magdalena, Cauca, Cesar, Ranchería, y Sinú podría ser explicada en términos del ENSO ([Gutiérrez y Dracup, 2001](#); [Restrepo y Kjerfve, 2000](#)). Sin embargo, estos últimos resultados se basan en análisis de correlación cruzada y coherencia espectral entre series de anomalías ENSO (*i.e.* *Multivariate ENSO Index* - MEI, Niño 3.4 *Sea Surface Temperature* - SST, IOS) y series mensuales de caudal filtradas o suavizadas, promoviendo así una asociación estadística superior a la esperada entre los datos.

La influencia del ENSO en el ciclo hidrológico a escala estacional e interanual ha sido analizada en Suramérica con resultados contradictorios (i.e. [Amarasekera et al., 1997](#); [García y Mechoso, 2005](#); [Robertson y Mechoso, 1998](#); [Labat et al., 2004, 2005](#); [Pasquini y Depetris, 2007](#)). Por ejemplo, [Amarasekera et al. \(1997\)](#) observaron una débil correlación entre las anomalías de la temperatura superficial del mar en el Océano Pacífico y el caudal anual del río Amazonas, con menos del 10% de su variabilidad anual atribuible al ENSO. Por el contrario, un análisis espectral Wavelet de los caudales anuales del río Amazonas reveló una oscilación de 3-6 años, típica de la variabilidad atribuible al ENSO, y una coherencia casi permanente entre el índice SOI y el caudal del río Amazonas ([Labat et al., 2005](#)). [García y Mechoso \(2005\)](#) indicaron que la señal del ENSO no contribuye en una alta proporción a la variabilidad hidrológica de los ríos que drenan el nororiente de Suramérica, como por ejemplo los ríos Orinoco (Venezuela), Tocantins (Brasil) y Sao Francisco (Brasil). Por lo tanto, [García y Mechoso \(2005\)](#) señalaron que el ENSO solo explica una pequeña fracción de la variabilidad interanual de los caudales de estos ríos. Para los ríos que drenan la planicie Caribe colombiana, especialmente en aquellos que nacen en la Sierra Nevada de Santa Marta, se obtuvieron resultados similares a los expuestos por [García y Mechoso \(2005\)](#).

La ausencia de una fuerte correlación entre el ENSO y el caudal sugiere que otros forzadores climáticos podrían contribuir a la variabilidad hidrológica de estos ríos. El análisis de CWT indica que existen otros procesos de escala regional que modulan de manera significativa la variabilidad del caudal (**Figura 4.7**). Por lo tanto, diferentes oscilaciones climático/oceanográficas actúan como fuente de variabilidad hidrológica, fortaleciendo o disminuyendo los efectos del ENSO (e.g. [Labat et al. 2005](#); [Labat, 2008](#); [Pasquini y Depetris, 2007](#)). En la mayoría de los ríos, los análisis de CWT resaltaron el fortalecimiento de una oscilación cuasi-decadal desde 1990 hasta 2010, que coincidió también con la mayor actividad de la banda de variabilidad asociada al ENSO (2-8 años), registrada en 1998-2002 y para algunos ríos en 2009-2010 (**Figura 4.8**). La concurrencia de estas señales oscilatorias indica periodos de intensa actividad hidrológica, en donde ocurren caudales anormalmente altos (**Figura 4.6**). Estas características podrían estar relacionadas con procesos climáticos y oceanográficos de baja periodicidad (i.e. quasi-decadal), como la Oscilación Decadal del Pacífico (PDO) o anomalías de presión en la superficie del mar (*Sea Level Pressure* - SLP) y gradientes de temperatura superficial del mar en el Océano Atlántico tropical (*Sea Surface Temperature* - SST) (i.e. *Tropical North Atlantic Index* - TNA, *Tropical Atlantic Meridional SST Gradient* – TAMG, *Sea Surface Temperature Anomaly Index* - NATL). Ambos procesos han sido asociados a perturbaciones atmosféricas/climáticas en el noroccidente de Suramérica (e.g. [Enfield y Alfaro, 1999](#); [Hastenrath, 1990](#); [Mantua y Hare 2002](#); [Melice y Servain, 2003](#)), y se ha encontrado también que durante las últimas décadas han experimentado un cambio en su fase de oscilación (**Figura 5.1**). De acuerdo con [Mantua y Hare \(2002\)](#) la PDO podría haber experimentado un cambio de su fase cálida a fría en 1998, coincidiendo con la desaparición del El Niño 1997/98 y el inicio del posterior episodio de La Niña (**Figura 5.1**). Algunas evidencias sugieren que la fase fría del PDO coincide con periodos anormalmente húmedos in el norte de Suramérica ([Mantua y Hare, 2002](#)). La TNA presenta anomalías positivas desde mediados de la década de 1990 (excepto alrededor de 2009) (**Figura 5.1**) y muestra una poderosa asociación hacia el final de la década de 1990 con las manifestaciones del ENSO ([Enfield y Alfaro, 1999](#); [Melice y Servain, 2003](#)). Las anomalías de SST de signos opuestos en el Pacífico oriental y el Atlántico Norte tropical están asociadas a desviaciones marcadas de la precipitación, y por lo tanto de los caudales, sobre el Caribe ([Enfield y Alfaro, 1999](#)). Particularmente, bajas SST en el Pacífico y

altas SST en el Caribe, como ocurrió en 1998-2002 y 2010, podrían haber conducido al fortalecimiento de las desviaciones en los patrones de precipitación durante La Niña (**Figura 5.1**). Otros estudios también han notado la importancia de la ocurrencia simultánea de las componentes oscilatorias, principalmente la co-ocurrencia del ENSO y de anomalías de presión en la superficie del mar con señales cuasi-decadales dominantes (por tanto, anomalías en la temperatura de la superficie del mar), en la regulación de la variabilidad hidrológica de los ríos que drenan el nororiente de Suramérica (e.g. [Garcia y Mechoso, 2005](#); [Genta *et al.*, 1998](#); [Hastenrath, 1990](#); [Labat *et al.* 2005](#); [Pasquini y Depetris, 2007](#); [Robertson y Mechoso, 1998](#)).

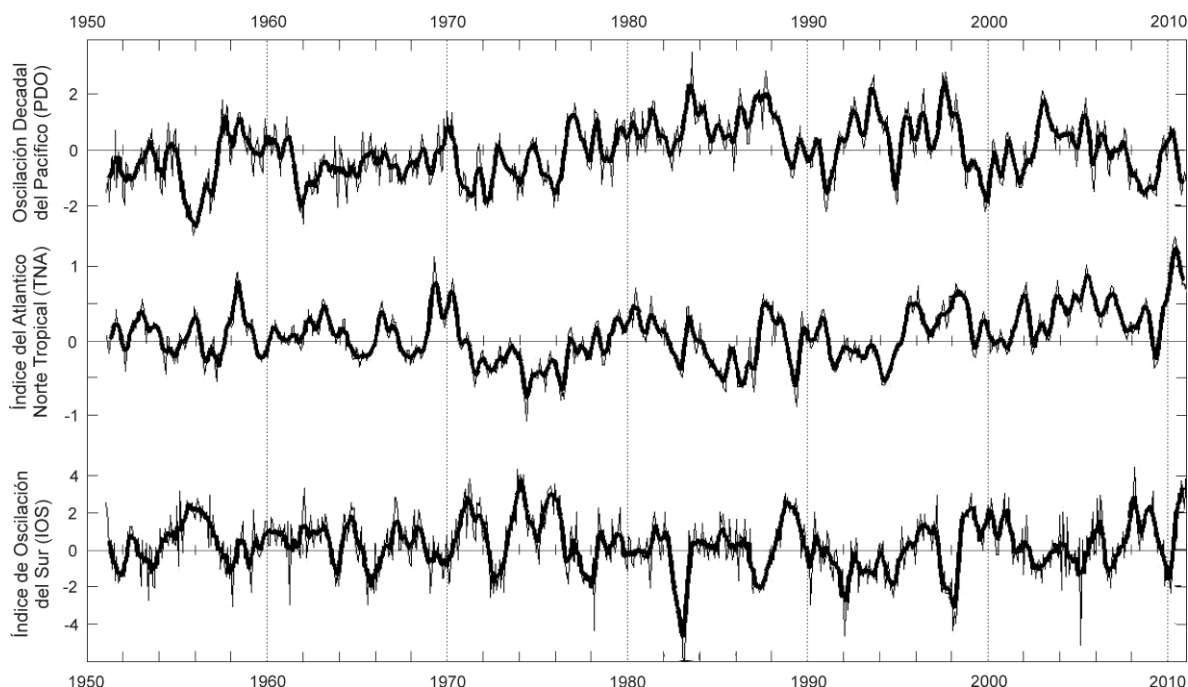


Figura 5.1. Valores mensuales de la Oscilación Decadal del Pacífico (PDO), el índice del Atlántico Norte Tropical (TNA), y anomalías del índice IOS (1951-2010); se sobrepuso una media móvil de cinco meses sobre cada una de las series de tiempo (línea negra gruesa).

5.1.3. Transporte de sedimento en suspensión (TSS): magnitud y tendencias de largo plazo

Los ríos evaluados en este estudio mostraron un TSS acumulado de $146.3 \times 10^6 \text{ t a}^{-1}$ (**Tabla 4.6**), que representa aproximadamente el 39% de la descarga total de sedimentos ($378 \times 10^6 \text{ a}^{-1}$) estimada para el Mar Caribe ([Park, 1999](#)). El río Magdalena contribuye con la mayor cantidad de estos aportes, con un TSS de $142.6 \times 10^6 \text{ t a}^{-1}$ (**Tabla 4.6**), que corresponde al 38% del total de los aportes de sedimentos en suspensión estimados para esta cuenca. Previamente, [Restrepo y Kjerfve \(2004\)](#) habían indicado que el aporte combinado de 22 ríos de la planicie Caribe colombiana hacia el Mar Caribe ascendía a $168 \times 10^6 \text{ t a}^{-1}$ de sedimentos en suspensión; entre los cuales se destacaba el río Magdalena con una tasa de TSS de $143.9 \times 10^6 \text{ t a}^{-1}$. Otros valores de TSS reportados específicamente para el río Magdalena varían entre $133.1 \times 10^6 \text{ t a}^{-1}$ y $220 \times 10^6 \text{ t a}^{-1}$ (i.e. [Milliman y Meade, 1983](#); [Alvarado, 1992](#); [Marín, 1992](#); [Restrepo y Kjerfve, 2000](#)). No obstante, estos valores fueron calculados a partir de mediciones puntuales realizadas por

NEDECO (1973) a principios de la década de 1970 (i.e. Milliman y Meade, 1983) o mediante el análisis de series de tiempo con una longitud inferior a 20 años y con registros hasta 1995 (i.e. Marín, 1992; Restrepo y Kjerfve, 2000, 2004). El conjunto de datos presentado en este estudio, aunque incluye un menor número de ríos comparado con el estudio de Restrepo y Kjerfve (2004), comprende series de tiempo de mayor extensión (>22 años) e incluye registros recientes (hasta 2006 – 2010). Por lo tanto, debido a la extensión y cobertura temporal de las series analizadas, consideramos que nuestros valores de TSS representan un estimativo de largo plazo más confiable que los reportados previamente, particularmente en el caso del río Magdalena. Los resultados de este estudio confirman lo señalado previamente por Restrepo y Kjerfve (2000), en cuanto a que el TSS estimado para el río Magdalena se encuentra entre los mayores a nivel mundial (e.g. Milliman y Meade, 1983; Milliman y Syvitski, 1992; Syvitski y Kettner, 2011; Syvitski, 2011) y es de magnitud comparable al que se presenta en ríos con mayores áreas de drenaje (A); como por ejemplo, el Orinoco (Venezuela) ($TSS = 150 \times 10^6 \text{ t a}^{-1}$; $A = 0.99 \times 10^6 \text{ km}^2$), Paraná (Argentina) ($TSS = 79 \times 10^6 \text{ t a}^{-1}$; $A = 2.6 \times 10^6 \text{ km}^2$) y Huanghe (China) ($TSS = 150 \times 10^6 \text{ t a}^{-1}$; $A = 0.77 \times 10^6 \text{ km}^2$) (Milliman y Syvitski, 1992; Wang *et al.*, 2007, 2010). Lo anterior sugiere que los flujos de sedimento del río Magdalena constituyen un elemento central dentro del balance morfodinámico litoral y en la transferencia de nutrientes hacia el Mar Caribe. Aunque los demás ríos transportan una cantidad relativamente baja de sedimento ($<1.0 \times 10^6 \text{ t a}^{-1}$) (Tabla 4.6), la presencia de la marea y otros efectos de *backwater* (i.e. meandros, lagunas costeras) sugieren que la deposición de sedimentos probablemente tendría lugar aguas arriba de su desembocadura en el mar (e.g. Slaterry y Phillips, 2009). Por lo que a pesar de sus bajas descargas, estos ríos tendrían un rol significativo en la formación de estuarios y playas a escala local.

La relación observada entre el área de drenaje y la magnitud y variabilidad del TSS (Tabla 4.6) resalta dos aspectos ampliamente estudiados y aceptados en el TSS desde cuencas fluviales: (1) los ríos con una mayor área de drenaje presentan mayores tasas y una menor variabilidad en el TSS debido a la existencia de mayores áreas de captación y zonas disponibles para la acumulación de sedimentos, respectivamente; mientras que (2) en los ríos con una menor área de drenaje se presenta el efecto contrario debido al número relativamente bajo de áreas fuente y de zonas de depositación de sedimentos (e.g. Walling, 1983, 2000; Milliman y Syvitski, 1992; Hovius, 1998; Harrison, 2000; Dearing y Jones, 2003). Se ha demostrado que no existe una alta continuidad en la transferencia de sedimentos desde las áreas fuentes hasta los sistemas fluviales, particularmente en cuencas con grandes áreas de drenaje en donde la acumulación de sedimentos puede presentarse en diferentes escalas espaciales y de tiempo (e.g. Meade, 1996; Walling 1983). La ausencia de continuidad conduce a rezagos en el flujo de sedimentos entre las áreas fuente y las áreas de depositación, localizadas principalmente en las grandes zonas de almacenamiento de depósitos aluviales y coluviales. Estos rezagos generalmente constituyen la principal fuente de desbalance entre la producción de sedimento y el transporte neto de sedimento en la desembocadura de un río. Una estimación de esta continuidad es proporcionada por el índice conocido como *Sediment Delivery Ratio (SDR)*, que representa el porcentaje de la erosión total de una cuenca que es transportada hasta el mar como TSS fluvial (Walling, 1983). A su vez, se ha encontrado que el SDR y el área de drenaje tienen una relación inversamente proporcional, en donde el primero tiende a disminuir en la medida que el área de captación se incrementa (Walling, 1983; Dearing y Jones, 2003). En consecuencia, las cuencas con pequeñas áreas de drenaje ($A < 5000 \text{ km}^2$) y altos relieves (como la mayoría de las analizadas en este

estudio; **Tabla 4.6** y **Figura 4.3**), generalmente tienen una respuesta más rápida a los cambios ambientales, y por lo tanto, su variabilidad es relativamente mayor (Dearing y Jones, 2003).

El TSS fluvial es un parámetro altamente variable (e.g. Meybeck *et al.*, 2003; Morehead *et al.*, 2003). Por ejemplo, en los ríos analizados en este estudio el coeficiente de variación anual del TSS es considerablemente mayor que el de caudal, y usualmente es >1 (**Tabla 5.1**). En consecuencia, resulta más complejo identificar tendencias en los registros de TSS dada su inherente variabilidad natural, que en el caso de los caudales. Además, como resultado de su baja capacidad para amortiguar los efectos naturales y/o antrópicos y de sus relativamente altos *SDR* las pequeñas cuencas exhiben mayores perturbaciones en sus regímenes de TSS, y en consecuencia presentan una mayor variabilidad, comparadas con los ríos que poseen grandes áreas de drenaje (Morehead *et al.*, 2003). Lo anterior resalta la complejidad que existe para identificar tendencias de largo plazo estadísticamente significativas en las series de TSS.

Tabla 5.1. Valores promedio (\bar{x}), desviación estándar (σ) y coeficiente de variación (Cv) del caudal y el transporte de sedimentos en suspensión de los ríos que drenan la planicie Caribe colombiana.

Río	Caudal			Transporte de Sedimento en Suspensión		
	\bar{x} ($\text{m}^3 \text{s}^{-1}$)	σ ($\text{m}^3 \text{s}^{-1}$)	Cv (-)	\bar{x} ($\times 10^3 \text{ t d}^{-1}$)	σ ($\times 10^3 \text{ t d}^{-1}$)	Cv (-)
Mulatos	4.63	4.35	0.94	0.469	0.807	1.721
Sinú	398.09	190.54	0.48	8.620	8.031	0.932
Magdalena	6497.21	2613.80	0.40	390.869	249.269	0.638
Fundación	28.20	18.62	0.66	0.244	0.326	1.328
Aracataca	17.81	14.70	0.83	0.100	0.132	1.325
Palomino	25.71	16.78	0.65	0.130	0.203	1.557
Ranchería	12.83	17.57	1.37	0.287	0.765	2.666

Además de la alta variabilidad natural inherente al transporte de sedimentos, un registro de TSS que no presente una tendencia significativa y que por lo tanto pueda ser visto como esencialmente estable, también podría señalar (1) la inexistencia de cambios en el clima o en las características fisiográficas de la cuenca, (2) la capacidad de la cuenca de modular dichos cambios como resultado del almacenamiento y removilización de sedimentos, de manera que los flujos de sedimento permanezcan esencialmente estables, o (3) la interacción de cambios que generen efectos opuestos en el TSS (e.g. Shi *et al.*, 2003; Walling y Fang, 2003; Phillips *et al.*, 2004; Wang *et al.*, 2010). Teniendo en cuenta que para la mayoría de estas cuencas se esperan altos valores de *SDR* (por sus características fisiográficas), lo cual implica una relativamente baja capacidad de modulación, y que los resultados del análisis de tendencias (**Sección 5.1.1**) y periodicidades (**Sección 5.1.2**) del caudal destacaron un periodo de cambio hidrológico de escala regional entre 1998-2010, puede considerarse que la ausencia de tendencias significativas de TSS en estos ríos está causada fundamentalmente por la alta variabilidad natural y la ocurrencia de cambios con efectos opuestos en los procesos de transporte de sedimentos. Por el contrario, la coincidencia en las tendencias de caudal y TSS que exhiben los ríos Sinú (**Tabla 4.4** y **4.7**) y Magdalena (**Tabla 4.4** y **4.8**) sugieren que estas últimas están impulsadas por las oscilaciones de

las señales hidrológicas; y considerando la extensión de sus áreas de drenaje, en última instancia están moduladas por las características fisiográficas de estas cuencas.

Finalmente, el análisis destacó que después del año 2000 la mayoría de las tendencias del TSS se volvieron más acentuadas o presentaron un cambio en la dirección de su pendiente, reflejando los cambios experimentados por estos sistemas durante el periodo 2000-2010 en su TSS anual, los cuales mostraron variaciones hasta del 36% (**Figura 4.10** y **Tabla 4.8**). Algo similar a lo ocurrido con el caudal durante este mismo periodo (**Sección 5.1.1**). La ocurrencia simultánea de estos cambios y oscilaciones, a lo largo de toda la planicie Caribe colombiana sugiere que el mecanismo de generación tiene una cobertura espacial de escala regional, y además puede ser considerada como una medida de cambio en las características de estas señales (e.g. [Dai et al., 2009](#)).

5.1.4. Variabilidad del transporte de sedimento en suspensión

Debido a la corta extensión de las series de tiempo de TSS de estos ríos (< 25 años; i.e. frecuencia de corte y cono de influencia) prácticamente ningún estudio había analizado previamente su relación con parámetros oceanográficos/climáticos de mesoescala, como por ejemplo el ENSO. Solamente, [Restrepo y Kjerfve \(2000\)](#) habían señalado que el ENSO podía explicar hasta el 54% ($r = 0.74$) de la variabilidad interanual del TSS en el río Magdalena, exhibiendo tasas de TSS anormalmente altas durante La Niña, mientras que durante El Niño se experimentaba el efecto contrario. Los resultados obtenidos en este estudio para el río Magdalena (análisis de correlación cruzada entre los TSS mensuales y las anomalías mensuales del índice SOI y espectro global Wavelet) (**Figura 4.11** y **4.14**) indicaron por el contrario que los valores mensuales de TSS y las anomalías del IOS presentan una correlación moderada-pobre ($r = 0.31$); y en consecuencia, el ENSO (asociado a la banda de oscilación interanual; i.e. [Labat, 2010](#); [Zhang et al., 2008](#)) constituye una fuente de variabilidad de segundo orden en el TSS. La principal diferencia entre los estudios citados, radica en que los resultados de [Restrepo y Kjerfve \(2000\)](#) se basan en el análisis de correlación cruzada entre series de anomalías IOS y series mensuales de TSS filtradas o suavizadas, promoviendo así una asociación estadística superior a la esperada entre los datos. Además, el análisis espectral CWT permite identificar un mayor número de señales no-estacionarias dentro de las series de tiempo ([Torrence y Compo, 1998](#); [Labat, 2005](#)), y por lo tanto evaluar su efecto en la variabilidad del TSS. En general, el efecto del ENSO fue mayor en los ríos Mulatos (**Figura 4.14**) y Magdalena (**Figura 4.11**). Considerando que la influencia del ENSO es más fuerte en las regiones Pacífica y Andina comparada con los efectos que produce en la región Caribe de Colombia ([Mesa et al., 1997](#); [Poveda et al., 2001](#)), estos últimos resultados pueden ser explicados en términos de la proximidad del río Mulatos a la cuenca del Océano Pacífico (~170 km) y a que la mayor parte de la cuenca del Magdalena se encuentra localizada en la región Andina (~83%).

Por una variedad de razones, los estudios sobre variabilidad del TSS se han concentrado en evaluar el efecto de factores individuales como el nivel del mar, la escorrentía, la tectónica, el clima, la construcción de embalses y los cambios en el uso del suelo, o una combinación de estos factores (e.g. [Milliman y Syvitski, 1992](#); [Hovius, 1998](#); [Inman y Jenkins, 1999](#); [Harrison, 2000](#); [Meybeck et al., 2003](#); [Morehead et al., 2003](#); [Walling y Fang, 2003](#); [Zhang et al., 2008](#)). Sin embargo, el transporte y la depositación de sedimentos responden simultáneamente a todos estos procesos, y otros más. Además, estos forzadores están interrelacionados y los grados de libertad,

así como las condiciones de frontera para la respuesta de un sistema están condicionados por factores geológicos y litológicos (e.g. [Inman y Jenkins, 1999](#); [Wang *et al.*, 2007, 2010](#); [Slattery y Phillips, 2009](#)). En consecuencia, actualmente hay limitada evidencia disponible en relación con el efecto neto del cambio/variabilidad climática sobre el TSS de los ríos ([Walling y Fang, 2003](#); [Walling, 2009](#)). Particularmente, en análisis de escala regional (e.g. [Inman y Jenkins, 1999](#); [Liquete *et al.*, 2009](#); [Slattery y Phillips, 2009](#)). Esta situación refleja la dificultad inherente para separar el efecto de los cambios climáticos de la variabilidad interanual de los ríos y la necesidad de incluir otras fuentes no-estacionarias en los análisis de series de tiempo de TSS ([Walling, 2009](#)).

En la mayoría de estos ríos el análisis espectral CWT destacó la ocurrencia simultánea de varias oscilaciones en periodos en los que se observaron altas tasas de TSS, como los ocurridos en 1987-1990, 1994-2002, y 2008-2010 (**Figura 4.12**). Este análisis también indicó que aunque las oscilaciones dominantes del TSS no estuvieron en fase, sus periodos de máxima potencia mostraron una relativa proximidad temporal en algunos de los ríos (**Figura 4.12 y 4.13**). Además, al comparar en cada uno de los ríos el espectro global Wavelet del caudal (**Figura 4.9**) y del TSS (**Figura 4.14**), se observan resultados similares en cuanto a la identificación de las principales componentes oscilatorias (excepto en el caso del río Mulatos). Estos resultados nos permiten sugerir que los forzadores que controlan la variabilidad del caudal (i.e. migración de la ZCIT, procesos climáticos y oceanográficos de baja frecuencia como la PDO y/o la TNA, y el ENSO) también inducen la variabilidad del TSS; y que las desigualdades en la fase y magnitud de las oscilaciones dominantes (**Figura 4.12 y 4.13**) son causadas por las diferencias en las características fisiográficas y litológicas de las cuencas, y su respectiva capacidad para regular cambios climáticos y/o antrópicos.

Se ha estimado que la intervención humana en los procesos naturales está incrementando las tasas de erosión, probablemente por un factor de dos a escala global ([Milliman y Syvitski, 1992](#)). Sin embargo, el impacto de estas actividades puede ser mucho menos directo en cuencas con grandes áreas de drenaje debido a que solo una baja proporción de la cuenca está siendo afectada por estas actividades, el progresivo impacto de la intensificación en el uso del suelo solo genera cambios graduales en los flujos de sedimentos, y posiblemente, una proporción significativa de los sedimentos transportados desde la parte alta de la cuenca podría depositarse y acumularse antes de alcanzar la desembocadura ([Walling, 2000](#); [Walling y Fang, 2003](#); [Wilkinson, 2005](#)). El SDR proporciona una estimación del efecto de estos procesos sobre la transferencia de sedimentos. Además, el tipo de roca también puede explicar las diferencias en la tasa de TSS al comparar cuencas en una escala regional; usualmente, con altos valores de TSS en sustratos relativamente no consolidados y fácilmente erodables (i.e. sedimentos Cenozoicos del Plioceno a Eoceno) y bajos valores en formaciones resistentes (i.e. rocas plutónicas del Jurásico y el Cretácico), resaltando la importancia de los factores geológicos al determinar la magnitud de los procesos erosivos (e.g. [Inman y Jenkins, 1999](#)). El SDR y la litología también pueden explicar las diferencias al comparar la magnitud y ocurrencia de las oscilaciones en los espectros de caudal (**Figura 4.7**) y TSS (**Figura 4.12**) en una misma cuenca.

En síntesis, la capacidad de almacenamiento de una cuenca, los tiempos de rezago, y sus características litológicas dan lugar a que algunas cuencas de drenaje muestren una respuesta lenta o relativamente invariable frente a los cambios ambientales. En otras cuencas se produce el efecto contrario. En algunos casos, estos procesos pueden crear un desacoplamiento entre los cambios que se experimentan en la parte alta o media de una cuenca y los que se reflejan en su

parte inferior (i.e. [Shi et al., 2003](#); [Phillips et al., 2004](#)). Por todo lo anterior, consideramos que los forzadores climáticos/oceanográficos asociados a las oscilaciones identificadas mediante el análisis espectral definen un marco de variabilidad de mediano-largo plazo del TSS, mientras que las características de la cuenca definen la capacidad de magnificar, atenuar, o desplazar temporalmente estas señales.

5.1.5. Relación entre la variabilidad del caudal y el TSS en el río Magdalena

En condiciones naturales, existe una fuerte correlación positiva entre el caudal y el TSS ([Yang et al., 2002, 2003](#); [Walling y Fang, 2003](#)). Los análisis espectrales *Wavelet* de los aportes fluviales del río Magdalena indicaron que el TSS y el caudal mostraban prácticamente los mismos modos de variabilidad. La banda anual y la banda de 4-7 años constituyen la primera y la segunda fuente de variabilidad hidrológica, respectivamente (**Figura 4.2**). Diferentes estudios han mostrado que las oscilaciones periódicas de este tipo reflejan una variabilidad inducida naturalmente, controlada principalmente por variaciones climáticas (i.e. [Li et al., 1998](#); [Zhang et al., 2009](#), [Labat, 2010](#)). En el río Magdalena, estas oscilaciones periódicas han sido asociadas a los desplazamientos de la ZCIT y a la ocurrencia del ENSO (banda de 4-7 años). Sin embargo, la magnitud y fase de estas oscilaciones parece estar modulada por las respuestas del caudal y el TSS frente a impactos antropogénicos de gran escala, los cuales a su vez están regulados por las características fisiográficas de la cuenca de drenaje. La transformación de bosques en áreas dedicadas a la agricultura y la ganadería extensiva, el almacenamiento de agua en embalses, y la minería son consideradas como las actividades humanas con mayor potencial para alterar los flujos de escorrentía y sedimentos en una cuenca de drenaje (e.g. [Walling y Fang, 2003](#); [Syvitski y Milliman, 2007](#); [Syvitski y Kettner, 2011](#)). La cuenca del río Magdalena experimentó una intervención humana significativa en los últimos 40 años ([IDEAM, 2001](#); [Restrepo y Syvitski, 2006](#)). Puede considerarse que el punto máximo de dicha intervención ocurrió en la década de 1990, cuando el 69% de los bosques Andinos y el 30% de los bosques de las planicies del Caribe, que cubrían originalmente la cuenca del río Magdalena, fueron removidos como resultado de la ocurrencia de tasas de deforestación equivalentes al 2.4% del área de drenaje ([IDEAM, 2001](#); [Etter et al., 2006](#)). La mayoría de los embalses también comenzaron a operar a capacidad total en esta década. Cuatro embalses adicionales fueron construidos en este mismo periodo, alcanzando así una capacidad total de almacenamiento de $7.7 \times 10^9 \text{ m}^3$ de agua para el final de la década, lo que representa el ~93% de la capacidad actual de almacenamiento de agua en la cuenca. Además, la producción a cielo abierto de carbón y oro se incrementó de $8 \times 10^6 \text{ t a}^{-1}$ a $20 \times 10^6 \text{ t a}^{-1}$ y de 29 t a^{-1} a 36 t a^{-1} entre 1990 y 2000, respectivamente ([IDEAM, 2001](#)). Por lo tanto, el efecto combinado de estas intervenciones antrópicas y la gran actividad oscilatoria experimentada en la década de 1990, condujeron a que se experimentan altos valores anuales de TSS (excepto en 1992 y 1997), así como al incremento de la pendiente *Sen's* en el caudal (**Figura 4.1** y **Tabla 4.1**).

Actualmente, existe evidencia de que el nivel de intervención humana sobre la cuenca del río Magdalena descendió, o al menos permaneció estable durante el periodo 2000-2010. Los focos críticos de deforestación (i.e. *hot spots*) migraron desde la cuenca del río Magdalena hacia la región sur de Colombia, cerca a la frontera con Ecuador y la costa del Océano Pacífico ([Etter et al., 2006](#)). La contribución de la explotación minera en la cuenca del río Magdalena al Producto Interno Bruto (PIB) se mantuvo estable durante este periodo, en el orden del 2-3% ([SIMCO, 2012](#)). Adicionalmente, en esta década solo se construyeron dos nuevos embalses en

tributarios de tercer orden del río Magdalena (i.e. R. Porce) (EPM, 2013). Por todo lo anterior, es razonable asumir que la drástica reducción en la media anual de TSS observada al comienzo de la década del 2000 ($< 120 \times 10^6 \text{ t a}^{-1}$), fue inducida por la ocurrencia de bajos caudales medios anuales ($< 6600 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$) (Figura 4.1), tal y como lo sugieren los coeficientes de potencia y la relación de fase (i.e. fase bloqueada) obtenidos de los análisis CWT y XWT, respectivamente (Figura 4.2). A su vez, estos bajos caudales fueron inducidos por variaciones en el régimen climático y presumiblemente, en menor grado, por perturbaciones de origen antrópico. La alta actividad oscilatoria experimentada hacia finales de la década del 2000 (Figura 4.2) condujo a la ocurrencia de tendencias positivas significativas en las series de caudal y TSS, durante el periodo 2000-2010. Sin embargo, la tasa de incremento, medida como el cociente entre la pendiente de *Sen's* y la media anual, fue mayor para el TSS que para el caudal (Tabla 4.1).

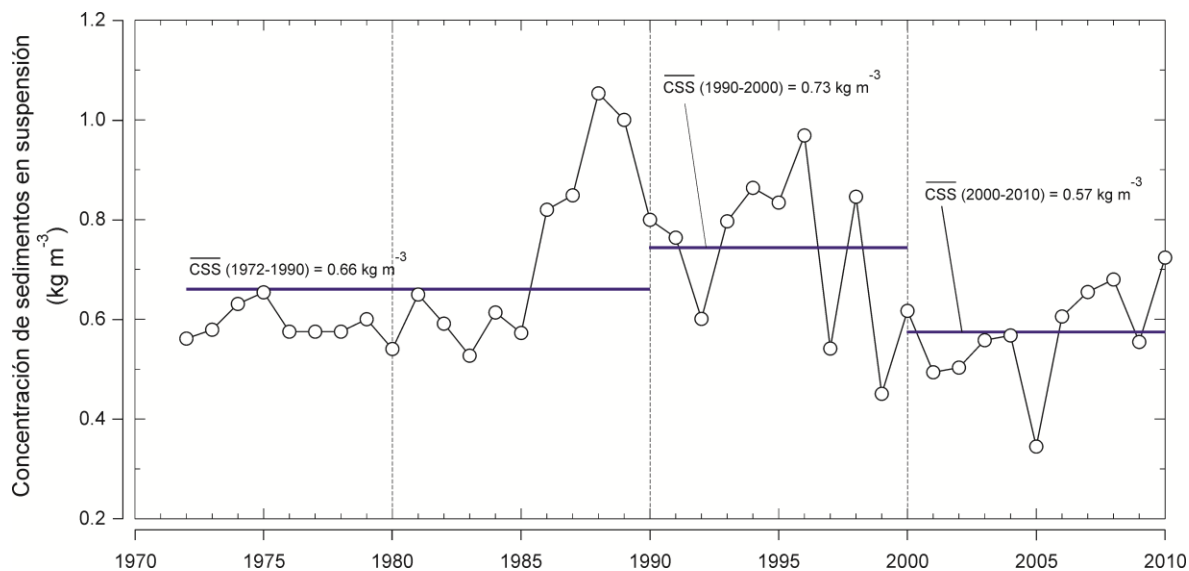


Figura 5.2. Río Magdalena: concentración de sedimentos en suspensión (CSS) – promedio anual (1972 – 2010). La línea gruesa azul representa el promedio durante el periodo indicado.

Aun cuando el caudal y el TSS exhibieron prácticamente los mismos modos de variabilidad (Figura 4.2), mostraron diferencias sustanciales en sus tasas de cambio (i.e. valores medios, tendencias significativas) (Figura 4.1 y Tabla 4.1). Por consiguiente, se puede asumir que una de las características más importantes del régimen de transporte de sedimentos del río Magdalena es la falta de proporcionalidad en la variabilidad de los caudales y el TSS. Los cambios en los coeficientes de potencia de las escalas dominantes (i.e. semi-anual, anual, y banda de 3-7 años) mostrados por el análisis XWT (Figura 4.2e) también sugieren la falta de proporcionalidad en la variabilidad del caudal y el TSS. Esta falta de proporcionalidad se ve reflejada en la ocurrencia de cambios significativos en la concentración de sedimentos en suspensión (CSS) del río Magdalena. Durante el periodo 1990-2000 se registró un incremento en la CSS, mientras que el periodo comprendido entre 2000 y 2010 se caracterizó por la disminución de la CSS (Figura 5.2). Una prueba *t-test* indicó que existe una diferencia estadística significativa entre las medias de la CSS de estos periodos, para un nivel de confianza del 95% ($\text{CSS}_{1990-2000} = 0.73 \pm 0.15 \text{ kg m}^{-3}$, $\text{CSS}_{2000-2010} = 0.57 \pm 0.10 \text{ kg m}^{-3}$; $t = 9.20$, $p = 7.0 \times 10^{-6}$). Además de las diferencias en los mecanismos de respuesta frente a perturbaciones de origen

antrópico, la retención de sedimentos en lagunas también podría contribuir a esta falta de proporcionalidad. El cambio en la carga sólida transportada por un río depende del balance entre la producción de sedimentos y la retención de los mismos al interior de la cuenca de drenaje, incluyendo el efecto producido por embalses, lagos y lagunas (Walling y Fang, 2003; Syvitski y Kettner, 2011). La cuenca baja del río Magdalena está caracterizada por la presencia de pendientes muy suaves ($< 5^\circ$) y una extensa llanura de inundación (12144 km^2) que alberga una compleja red de lagunas y ciénagas, que se extienden a lo largo de 2596 km^2 (IDEAM, 2001). Además, en esta zona el movimiento de bloques tectónicos define un área amplia dominada por procesos de subsidencia diferencial (*Depresión Momposina*), que permiten la acumulación progresiva de sedimentos fluviales. van der Hammen (1986) estimó tasas de sedimentación entre 2.1 mm a^{-1} y 3.0 mm a^{-1} para esta zona, lo que implica una depositación de sedimento del orden de ca. $10.7 \times 10^6 \text{ t a}^{-1}$ ($5.0 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ a}^{-1}$).

5.2. Dinámica Estuarina: Aproximación al Régimen Estacional

5.2.1. Circulación estuarina y condiciones de mezcla

Los gradientes de temperatura, salinidad y densidad mostraron una fuerte correlación y representan un buen indicador del origen de las masas de agua. Las aguas marinas se caracterizaron por presentar temperaturas $< 29^\circ\text{C}$, salinidades > 30 , y densidades $> 1020 \text{ kg m}^{-3}$, mientras que las masas de agua de dominio fluvial fueron menos densas y salinas, y más frías. La posición de estas masas de agua y las condiciones de estratificación asociadas a su desplazamiento mostraron un marcado cambio a escala estacional (Figura 4.21). Independientemente del rango de marea estimado, se observó que los descensos del caudal condujeron a una mayor intrusión salina (i.e. localización de la FSI) a lo largo de la parte inferior del canal de desembocadura del río (Tabla 5.2). Por consiguiente, debido a la reducción en la mezcla vertical se identificó una estratificación más definida y extendida durante la estación de bajos caudales, como lo indicó el parámetro de estratificación (n_s) (Figura 4.22). En otros estuarios se han identificado variaciones similares en las condiciones de estratificación, pero el factor que originó tales cambios fue el ciclo de la marea (i.e. *neap tides/spring tides*) (e.g. Geyer et al., 2004; Kitheka et al., 2005; Wang et al., 2010).

Tabla 5.2. Caudal, rango y fase de marea, localización de la interfase salina/agua dulce (FSI) y de la zona de máxima turbidez (TMZ), y máxima concentración de sedimentos en suspensión (CSS) de la TMZ, registrados en la desembocadura del río Magdalena.

	Caudal (m ³ s ⁻¹)	Rango de marea (m)	Fase de marea (-)	Localización (km)		Máxima CSS TMZ (mg l ⁻¹)
				FSI	Núcleo TMZ	
<i>Altos Caudales</i>						
Nov. 29	8200	0.18(0.26)	Creciente	4.54	0.44	5031
Nov. 30	7800	0.15(0.26)	Creciente	3.89	0.39	5016
<i>Bajos Caudales</i>						
Abril 20	4600	0.16(0.22)	Bajante	6.85	4.30	11450
Abril 21	4500	0.08(0.22)	Bajante	6.94	6.22	9988

Nota. El número entre paréntesis indica el rango de marea total estimado en el ciclo de medición; para la localización de la FSI y la TMZ se toma como referencia la desembocadura (km = 0).

Este tipo de estratificación define la ocurrencia de una circulación estuarina básica de dos capas y la formación de una cuña salina. Un flujo boyante que se mueve en la capa superior en dirección al océano y un influjo inferior más denso que se mueve hacia el continente, con un punto nodal en donde ambos flujos se intersectan con el fondo. La posición de la FSI (**Tabla 5.2**) es un indicador aproximado de la localización del punto nodal ([Uncles *et al.*, 2006](#)). La cuña salina es un fenómeno relativamente común en la desembocadura de grandes ríos, representa el balance entre la advección fluvial y la estratificación vertical. La fricción entre las dos capas de agua también es importante, ya que el agua del río que fluye hacia la costa equilibra el gradiente de presión forzando el agua marina hacia el exterior y deteniendo la cuña salina. El balance entre el flujo de agua dulce y el influjo inducido por la densidad puede ser expresado mediante el número densimétrico de *Froude* ([Prandle, 2009](#)),

$$F_o = \frac{U_R}{\left(\left(\frac{\Delta\rho}{\bar{\rho}}\right)gh_o\right)^{1/2}}$$

en donde U_R es la velocidad de flujo del río, $\Delta\rho$ es la diferencia de densidad entre las masas de agua fluvial y marina, $\bar{\rho}$ es la densidad media en la columna de agua, g es la aceleración de la gravedad, y h_o es la profundidad de la columna de agua. Se ha demostrado que un flujo uniforme con $F \geq 1$ detiene el frente salino, impidiendo la intrusión de agua salada en el río ([Prandle, 2009](#)). Si consideramos las características de $\Delta\rho$ y $\bar{\rho}$ observadas en las masas de agua (**Figura 4.21**) y una $h_o = \sim 12$ m en la desembocadura del río, se obtiene que la velocidad media de flujo para detener el avance de la cuña salina debe ser superior a 0.8 m s^{-1} . Las \bar{u} obtenidas durante los monitoreos estacionarios de noviembre de 2012 fueron similares o mayores a este valor, mientras que las de abril de 2013 fueron significativamente menores (**Tabla 4.9**). Estos resultados concuerdan con la distribución espacial de la salinidad observada durante las estaciones de altos y bajos caudales, y sugieren que los registros de velocidad en este sitio (**Figura 3.1**) podrían constituir una buena aproximación al efecto que tiene la reducción del caudal sobre el régimen de velocidades en la parte baja de la desembocadura, y a su vez en la formación de la cuña salina. Esta última afirmación adquiere mayor sustento si se tiene en cuenta que el ancho y la profundidad máxima de la sección transversal en este sitio son similares a los de la desembocadura.

En la temporada de altas descargas el caudal no desplaza completamente el frente de convergencia hacia el frente deltaico, sino que profundiza la haloclina. En la temporada de bajos caudales las haloclinas se fortalecen; y por lo tanto, las condiciones de estratificación también (**Figura 4.21**). El parámetro de estratificación (n_s) permite delimitar los regímenes altamente estratificados, parcialmente mezclados y bien mezclados con relativa precisión. En consecuencia, el tramo fluvial inferior se caracterizó por variar entre bien mezclado y estratificado durante estas estaciones, mientras que el frente deltaico progresivamente pasó de estratificado a parcialmente mezclado en ambas estaciones (**Figura 4.22**). El cambio en las condiciones de estratificación está determinado por los cambios en los mecanismos de mezcla. El R_L es un estimador aceptado de cuan eficiente es la fuerza de boyancia en mitigar las inestabilidades generadas dentro de la columna de agua por la turbulencia o las ondas internas (i.e. *Holmboe*, *Kelvin-Helmholtz instability*). Para valores grandes de R_L (>20) se considera que no existen inestabilidades, bien sea porque el esfuerzo de corte es muy bajo o porque la fuerza de boyancia es predominante. Por el contrario, para flujos con bajos R_L (<2) el efecto del esfuerzo cortante es dominante y cualquier perturbación se convierte en inestabilidad, generando mezcla a lo largo de la columna

de agua (Dyer, 1997; Prandle, 2009). En el sitio en donde se efectuaron las mediciones estacionarias se encontró que la turbulencia generada por la fricción de fondo es el principal mecanismo de mezcla (Tabla 4.10). Este resultado coincide con los altos valores de tensión de corte estimados en este mismo sitio (Tabla 4.9, Figuras 4.19 y 4.20). También se observó que a medida que \bar{u} disminuyó, R_L aumentó. Por consiguiente, como en la estación de bajos caudales la estratificación comienza a ser efectiva hacia aguas abajo de este sitio (km 7), es válido suponer que a medida que la velocidad de flujo disminuye y las haloclinas se hacen más estables, $(\rho_b - \rho_s)$ aumenta y R_L se incrementa; y en consecuencia, la turbulencia por la fricción de fondo es menos eficiente en la mezcla de la columna de agua a lo largo de este sector. Por ejemplo, considerando valores de $U < 0.8 \text{ m s}^{-1}$ (a partir de los cuales se presenta intrusión salina) y los valores de $(\rho_b - \rho_s)$ y de ρ_o registrados durante la estación de bajos caudales, en el canal profundo se obtendrían valores de $R_L > 2.9\text{-}3.8$. Otros estudios también han indicado que en flujos estratificados, las fluctuaciones verticales de la turbulencia son debilitadas y/o suprimidas, y una proporción de la energía turbulenta va hacia los componentes longitudinales (e.g. Dyer *et al.*, 2004; Geyer *et al.*, 2004; Kitheka *et al.*, 2005).

La estratificación y formación de una pluma superficial (i.e. flujo hipopícnico) en el frente deltaico constituye un proceso típico de deltas que desembocan en cuencas receptoras de gran profundidad, próximos a cañones submarinos y mareas débiles (e.g. Congo, Sepik, Fraser). En estos casos la zona frontal de mezcla es extremadamente abrupta, con una longitud de unos cientos de metros entre la zona de dominio fluvial y la de dominio marino (Geyer *et al.*, 2004). La posición y extensión de la zona frontal depende de la batimetría, las condiciones de marea y energía del oleaje en la cuenca receptora. En la desembocadura del río Magdalena este frente parece tener una extensión menor a 1.5 km (Figura 4.21 y 4.22). Dadas las condiciones de energía que se experimentaron en la desembocadura (Figura 4.15), puede considerarse que el frente deltaico fue parcialmente bien mezclado debido a la agitación producida por la rotura del oleaje en las zonas más someras, que genera turbulencia para realizar la mezcla a lo largo de la columna de agua.

5.2.2. Concentración de sedimentos en suspensión, zona de máxima turbidez y flujos netos

5.2.2.1. Magnitud de la concentración de sedimentos en suspensión (CSS)

La CSS registrada en la desembocadura del río Magdalena es comparativamente alta con respecto a la reportada en algunos estuarios alrededor del mundo. Sus valores son del mismo orden de magnitud que las CSS encontradas en los estuarios de los ríos Yangtze y Huanghe (e.g. Jiufa y Chen, 1998; Wang *et al.*, 2007; Liu *et al.*, 2011), las cuales han sido catalogadas como unas de las mayores a nivel mundial (Tabla 5.3). Por consiguiente, en la mayoría de las situaciones la desembocadura del río Magdalena puede clasificarse como un estuario turbio ($4000 \text{ mg l}^{-1} < \text{CSS}_{\text{max}} < 10000 \text{ mg l}^{-1}$), y como extremadamente turbio durante la estación de bajos caudales ($\text{CSS}_{\text{max}} > 10000 \text{ mg l}^{-1}$) (Uncles *et al.*, 2006). No obstante, a pesar de su magnitud, las CSS encontradas no parecen ser suficientes para inducir la formación de flujos hiperpícnicos. Se ha estimado que el valor crítico de CSS para la formación de estos flujos en ambientes marinos varía entre 36 y 43 kg m^{-3} , dependiendo de parámetros ambientales como temperatura y salinidad (Mulder y Syvitski, 1995; Geyer *et al.*, 2004; Wang *et al.*, 2010). En consecuencia, las CSS encontradas no proporcionan un contraste de densidad suficiente entre el agua marina y el agua fluvial para inducir la boyancia negativa de la mezcla agua-sedimento.

Tabla 5.3. Tabla comparativa de valores mínimos, máximos y promedio de CSS en algunos deltas/estuarios.

Delta/Estuario	Área (km ²)	Caudal (m ³ s ⁻¹)	Concentración de sedimentos en suspensión (mg l ⁻¹)			Fuente
			Mínima	Máxima	Promedio	
Tana (Kenya)	128828	300	24	3170	1201	Kitheka et al., 2005
Mandovi (India Occidental)	1580	105	3	158	-	Purnachandra et al., 2011
Zuari (India Occidental)	973	103	2	90	-	Purnachandra et al., 2011
Richmond (Australia)	38	119	45	478	-	Hossain et al., 2001
Tamar (Reino Unido)	1800	22	1500	4500	-	Dyer et al., 2004
Konkoure (República de Guinea)	17250	500	-	10000	-	Capo et al., 2009
Winyah (EUA)	-	557	100	900	-	Patchineelam y Kjerfve, 2004
Humber (Alemania)	-	-	114	440	332	Pejrup y Mikkelsen, 2010
Romo (Norte Europa)	-	-	19	113	58	Pejrup y Mikkelsen, 2010
Hojer (Norte Europa)	-	-	17	83	42	Pejrup y Mikkelsen, 2010
Brisbane (Australia)	13560	-	25	100	-	Hossain et al., 2004
Huanghe (China)	752000	2571	1000	40000	-	Wang et al., 2007
Yangtze (China) (Non-flood season)	1'808500	30166	30	500	-	Wang et al., 2007b
Yangtze (China) (Canal navegable)	1'808500	30166	500	3200	-	Liu et al., 2011
Yangtze (China)	1'808500	30166	200	4030	-	Shi, 2010
Yangtze (China) (Zona de Máxima Turbidez)	1'808500	30166	2000	10000	-	Jiufa y Chen, 1998

Se han reportado casos de ocurrencia de flujos hiperpícnicos en condiciones de menor concentración (i.e. 3 -4 kg m⁻³), como resultado de procesos de intensa resuspensión producidos por flujos de densidad con velocidades anormalmente altas y/o la mezcla sucesiva de aguas salobres en diferentes sectores del frente de convergencia (e.g. [Geyer et al., 2004](#); [Wang et al., 2007](#)). El rango de marea y la oposición del caudal inhiben la ocurrencia de flujos de densidad con velocidades significativas en la desembocadura del Magdalena. Además, la existencia de un frente de convergencia estrecho y la ausencia de canales distributarios limitan la sucesiva mezcla

de aguas salobres. Por lo anterior no parece probable que el sistema turbidítico descrito por [Ercilla *et al.* \(2002, 2002b\)](#) sea alimentado por flujos hiperpícnicos provenientes directamente del río Magdalena.

5.2.2.2. Formación y dinámica de la zona de máxima turbidez (TMZ)

Los procesos que controlan la formación de la TMZ incluyen el transporte de material particulado en suspensión por corrientes inducidas por la densidad, floculación y asentamiento, circulación residual gravitacional, asimetría mareal, bombeo mareal, resuspensión de sedimentos, variaciones en la estabilidad de la columna de agua debido a estratificación por salinidad y densidad, así como la combinación parcial de estos procesos (e.g. [Dyer, 1994, 1995](#); [Wolanski y Asaeda, 1998](#); [Geyer *et al.*, 2004](#); [Uncles, *et al.*, 2006](#); [Wu *et al.*, 2014](#)). Nuestros resultados indican que la formación de la TMZ en la desembocadura del río Magdalena es causada por (i) la convergencia de las capas estratificadas cerca al punto nodal, (ii) la supresión de la turbulencia ocasionada por la estratificación y la alta concentración de sedimentos, y (iii) probablemente, por la floculación.

La FSI mostró una fuerte influencia en la formación de la TMZ. Aun cuando la TMZ exhibió una fuerte variación estacional en su magnitud y estructura, usualmente se formó en el frente de convergencia delimitado por la intrusión salina, donde la haloclina comienza a desarrollarse (**Figura 5.3**). Esta convergencia de fondo ha mostrado ser uno de los mecanismos más persistentes y eficientes en la depositación de sedimentos en los estuarios, debido a la captura cerca del punto nodal de los sedimentos transportados en la capa inferior (e.g. [Geyer *et al.*, 2004](#); [Uncles *et al.*, 2006](#); [Purnachandra *et al.*, 2011](#)). Además, a medida que la estratificación se hace más estable se espera un incremento del R_L en la desembocadura del Magdalena, lo que representa una disminución en la eficiencia de la turbulencia para mezclar la columna de agua. Por consiguiente, la TMZ no se encuentra tan bien desarrollada en la estación de altos caudales (**Figura 5.3**), porque la cuña salina es bastante limitada y en estas condiciones la supresión de la turbulencia no es tan efectiva. Por esta misma razón, los perfiles verticales de CSS son más homogéneos durante esta estación (**Figura 4.24**). Por el contrario, durante la estación de bajos caudales la estratificación salina reduce la turbulencia a través de la supresión de la fricción con el fondo, lo que inhibe la mezcla de sedimento a través de la columna de agua y conduce al asentamiento diferencial del material particulado (**Figura 5.3**). El efecto de inhibición de la turbulencia ocasionado por la cuña salina se ve fortalecido por las altas CSS que se registran en la desembocadura del Magdalena. Se ha demostrado que la disminución de la turbulencia es mayor en presencia de altas CSS porque la energía cinética turbulenta se disipa para contrarrestar la boyancia negativa determinada por la velocidad de caída de partícula (W_s) y por la alta viscosidad de este tipo de mezclas ([Wolanski y Asaeda, 1989](#); [Dyer *et al.*, 2004](#)). Lo anterior implica que la turbulencia inducida por la fricción con el fondo es mucho menos eficiente si la CSS es relativamente alta, comparada con aquellos casos en los que la estratificación es inducida solo por temperatura o salinidad.

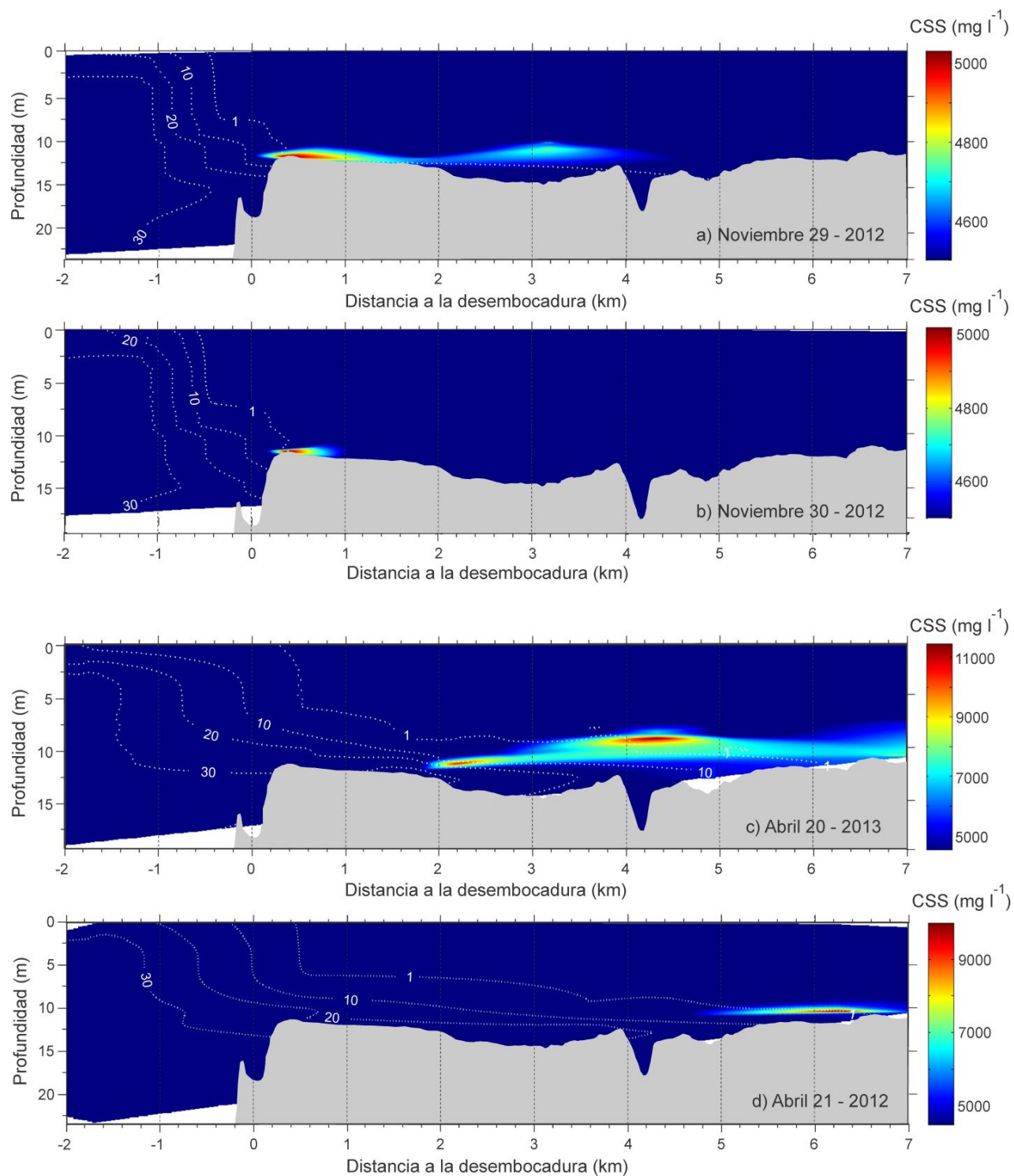


Figura 5.3. Posición y magnitud de la zona de máxima turbidez (color) y distribución de la salinidad (líneas punteadas blancas) a lo largo del canal profundo – desembocadura del río Magdalena: (a) noviembre 29/2012, (b) noviembre 30/2012, (c) abril 20/2013, y (d) abril 21/2012.

El tamaño de grano del sedimento encontrado (**Figura 4.26**), particularmente durante la estación de bajos caudales, aumenta la eficiencia de captura de sedimentos en la TMZ, ya que en el frente de convergencia los sedimentos finos de tipo cohesivo quedan atrapados y concentrados. La distribución del tamaño de partícula de sedimento puede ser vista como un estado de equilibrio de crecimiento de *flocs* en los estuarios. Se considera que una distribución con sesgo positivo (hacia los finos), como la observada en la desembocadura del río Magdalena (**Figura 4.26**), indica un régimen dominado por la floculación (e.g. Wu *et al.*, 2012; Pepenmeier *et al.*, 2013). Este tipo de distribución es típica de grandes ríos (Ritter, 1978). El contenido de materia orgánica del río (e.g. Martínez y Molina, 1992; Restrepo y Kjerfve, 2004) y el debilitamiento de la turbulencia inducido por la estratificación, indican que es muy probable que la asociación entre la TMZ y la FSI no sea gobernada por relaciones de salinidad-floculación sino de turbulencia-floculación (e.g. Partheniades, 2009). El modelo de “*floculación salina*” ha sido revaluado por observaciones *in-situ* que mostraron una independencia entre el tamaño de los *flocs* y la salinidad; además, estas observaciones indicaron que el contenido de materia orgánica es el mecanismo disparador del aglomeramiento de partículas (Geyer *et al.*, 2004). También se ha encontrado que el tamaño de los *flocs* en lugar de disminuir sistemáticamente a medida que el esfuerzo turbulento aumenta, muestra poca dependencia de este parámetro en ambientes de baja-moderada energía, mientras que decrece abruptamente después de pasar un umbral específico (e.g. Geyer *et al.*, 2004; Wu *et al.*, 2012). En consecuencia, cuando la turbulencia es intensa (i.e. $R_L < 2$), el tamaño de los *flocs* se reduce de manera significativa. Por lo tanto, la turbulencia no solo es efectiva en distribuir homogéneamente los sedimentos en suspensión a lo largo de la columna de agua sino también en prevenir la formación de *flocs* de gran tamaño. Esto es lo que podría ocurrir en la estación de altos caudales. Mientras que es muy probable que la floculación ocurra con mayor frecuencia en la estación de bajos caudales, cuando la intensa estratificación inhibe la mezcla turbulenta, lo que permitiría el desarrollo de *flocs* (i.e. Wu *et al.*, 2012). En consecuencia, el asentamiento por floculación y la deposición pueden ser dominantes dentro del núcleo de la TMZ durante la estación de bajos caudales. Sin embargo, es necesario hacer un mayor número de mediciones *in-situ* de tamaños de *flocs* en la columna de agua para evaluar detalladamente el efecto de la salinidad y la turbulencia en la floculación (e.g. Wu *et al.*, 2012; Pepenmeier *et al.*, 2013).

En los sistemas con una circulación estuarina de dos capas y altas descargas fluviales, como el Magdalena, se presenta una alternancia en la captura de sedimentos (i.e. *sediment trapping*) dependiendo de las variaciones del caudal. La captura de sedimentos en la parte baja del estuario ocurre durante la estación de bajos caudales y la transferencia de sedimentos hacia el frente deltaico y la plataforma se presentan durante la estación de altos caudales. Por consiguiente, es en condiciones altamente estratificadas más que en las bien mezcladas, las que más efectivamente promueven la captura de sedimentos en la TMZ (**Figura 5.3**).

Las relaciones estadísticas entre caudal-localización núcleo TMZ y FSI-localización núcleo TMZ confirman la importancia del caudal y la penetración de la cuña salina (i.e. procesos de convergencia y debilitamiento/supresión de la turbulencia) en la formación de la TMZ (**Figura 5.4**). Se encontraron dos modelos estadísticamente significativos, que explican >97% de la variabilidad en la localización de la TMZ en términos de las variaciones del caudal y de la posición de la FSI. Estos modelos confirmaron que la TMZ: (i) migró hacia el continente como respuesta a los descensos del caudal; (ii) estuvo asociada con la región de baja salinidad y usualmente se presentó muy cerca de la FSI; y (iii) siempre estuvo localizada aguas abajo de la FSI, independientemente de la magnitud del caudal y la fase de marea (**Figura 5.4**). Además, la

Tabla 5.2 indica que (i) una mayor penetración de la FSI genera una mayor magnitud de la TMZ; y (ii) que entre menor sea la distancia que separa la FSI y el núcleo de la TMZ, la magnitud de la CSS dentro de la TMZ será mayor. A pesar del número relativamente bajo de datos los modelos son robustos (**Figura 5.4**) y resaltan que el caudal constituye la influencia primaria en la formación de la TMZ, al permitir el desarrollo de condiciones estratificadas, y posteriormente, estas últimas inhiben o debilitan la mezcla turbulenta promoviendo el asentamiento del material particulado. Resultados similares han sido encontrados en otros estuarios (e.g. [Fettweis et al., 1998](#); [Kitheka et al., 2005](#)), particularmente en sistemas estuarinos turbios, como por ejemplo el Gironde ([Dyer, 1994](#)), Loire ([Le Hir y Thouvenin, 1994](#)) y el Trent ([Mitchell et al., 2003](#)).

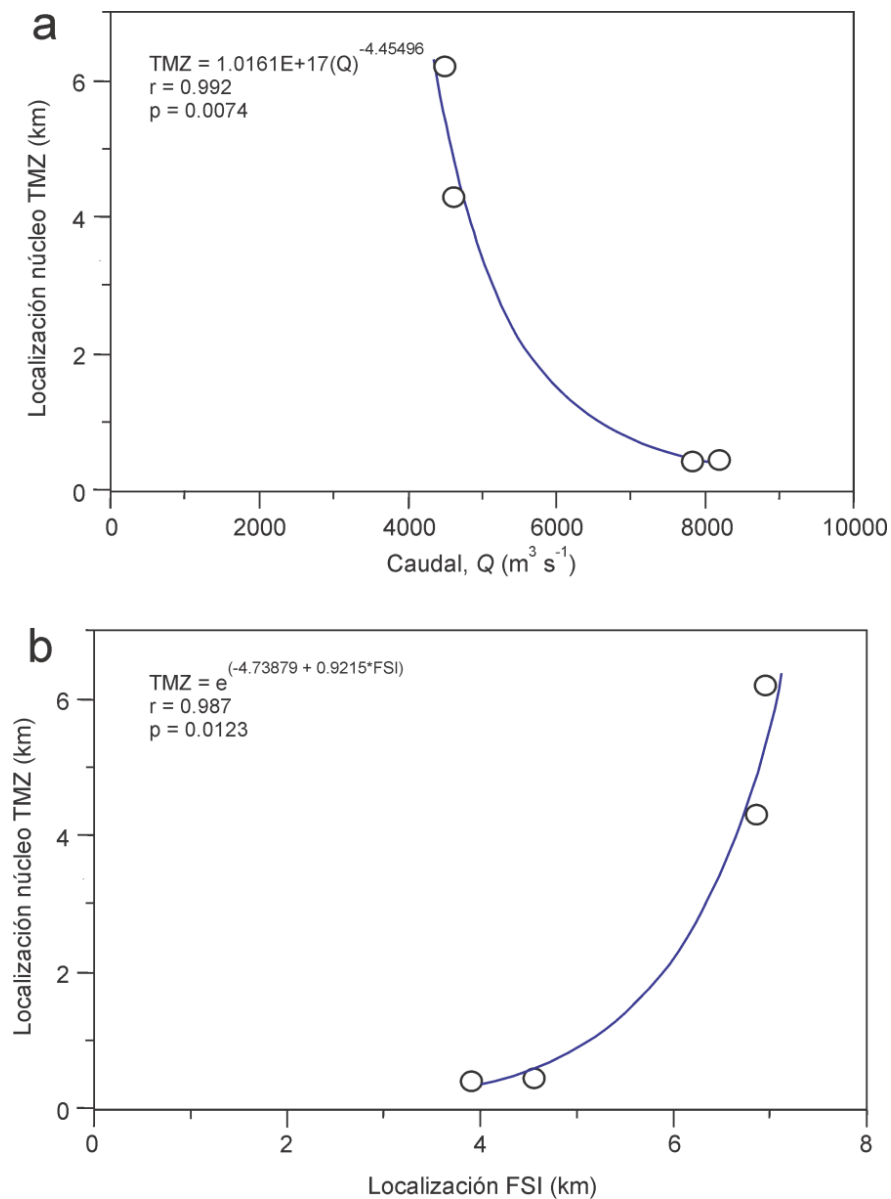


Figura 5.4. Relación estadística (a) caudal – localización núcleo TMZ, y (b) localización FSI – localización núcleo TMZ encontrada en la desembocadura del río Magdalena.

5.2.2.3. Difusión y captura de sedimento en el frente de convergencia

La masa de agua turbia y salobre localizada en la capa superior de la columna de agua del frente deltaico pertenece al agua diluida proveniente del río Magdalena. En este sector la estratificación de la columna de agua fue predominantemente expresada por la salinidad y la CSS, con valores en la capa más profunda de 33-35 y de 100-450 mg l⁻¹, respectivamente, sugiriendo que los flujos hipopícnicos controlan la transferencia de sedimentos desde la desembocadura hacia el frente deltaico. El papel de la pluma del río en el transporte sedimentario está fuertemente influenciado por su grado de conexión con el fondo. Esta conexión puede ser cuantificada por medio del “numero de transporte”, T ,

$$T = \frac{2Q_f f}{g' h_o^2}$$

en donde Q_f es el caudal, f es la frecuencia de Coriolis, g' es la gravedad reducida ($g(\Delta\rho/\rho)$), h_o es la profundidad de la columna de agua. Se ha demostrado que si $T > 1$ la pluma se extiende desde la superficie hasta el fondo en la zona frontal (Geyer *et al.*, 2004). Considerando los caudales experimentados durante los monitoreos (Tabla 5.2), los gradientes de densidad medidos (Figura 4.21), una profundidad de 12 m, y despreciando el efecto de Coriolis, se obtuvieron valores de $T > 300$ durante ambas estaciones, aunque los valores estimados para la estación de altos caudales fueron significativamente mayores. Lo anterior indica que la pluma es eficiente en la advección de sedimentos hacia el prodelta durante ambas estaciones, aunque se espera una mayor dilución en la columna de agua durante la estación de bajos caudales, debido al proceso de *entrainment*. Este proceso debilita y amplía el frente de convergencia formado por la pluma; por consiguiente, la tasa de transferencia de sedimentos hacia el prodelta debe ser menor. Lo anterior explica porque el espesor aparente de la pluma turbia fue mayor durante la estación de bajos caudales (Figura 4.23).

La zona frontal también puede ser efectiva en la captura de sedimentos, debido a los mismos mecanismos que actúan en la parte baja del estuario. Es decir, la convergencia de flujos en el fondo y la inhibición de la turbulencia por la estratificación. En este caso, el sedimento de origen fluvial es transportado por advección sobre la capa salina hacia la pluma, pero debido a la progresiva disminución de la turbulencia no existe un balance entre la resuspensión y la precipitación de sedimentos, y el sedimento comienza a precipitarse desde la pluma. Adicionalmente, se espera que bajo estas condiciones los procesos de floculación se vean fortalecidos como resultado de la supresión de la turbulencia y el rápido incremento de la salinidad, lo que conduce a un aumento en la tasa de asentamiento de partículas y la captura de sedimentos. Si la depositación de sedimentos en la zona frontal es significativa, depende de la extensión de la zona frontal (L_f) y la distancia que el sedimento puede ser transportado antes de asentarse ($((U_o/w_s)*h_o)$). Aunque no se tienen medidas de la velocidad de corrientes en la zona frontal (U_o), se espera que por las características morfológicas del delta (i.e. cuenca receptora de gran profundidad y proximidad a cañones submarinos) la extensión de la zona frontal de mezcla (L_f) sea menor que la distancia que el sedimento puede ser transportado antes de asentarse, debido a las bajas velocidades de sedimentación (w_s) asociadas al tamaño de partícula predominante observado en la desembocadura del río Magdalena (Figura 4.26). Por lo tanto,

puede considerarse que la deposición en la zona frontal no es un proceso dominante, excepto en las zonas más someras del frente deltaico (i.e. barras de desembocadura y bajos submareales).

5.2.2.4. Perfiles verticales (velocidad, concentración de sedimentos en suspensión) y flujos netos

Varios estudios han evaluado la tendencia vertical de la CSS (e.g. Holdaway *et al.*, 1999; Whitehouse *et al.*, 2000; Orton y Kineke, 2001; Yu y Tian, 2003; Liu *et al.*, en prensa). En general, se ha encontrado que la CSS se incrementa con la profundidad, debido a la turbulencia generada por la fricción con el fondo. Por consiguiente, se ha indicado que los perfiles predominantes son del tipo cóncavo hacia arriba (Liu *et al.*, en prensa). En este estudio, se encontró que los perfiles de línea cuasi-inclinada son predominantes durante la estación de altos caudales, mientras que en la estación de bajos caudales predominan los perfiles en forma de *L* (Figura 4.24). Esta diferencia es causada por las variaciones en las condiciones de mezcla turbulenta, las cuales fueron de menor intensidad durante la estación de bajos caudales (Tabla 4.10). Por lo tanto, los perfiles de línea cuasi-inclinada reflejan una columna relativamente más homogénea, mientras que los perfiles en forma de *L* indican mayor concentración cerca al fondo. También se encontró una relación estadística significativa de la CSS con la profundidad (no mostrada aquí por brevedad), que sugiere que los perfiles verticales de CSS en el tramo fluvial de la desembocadura del Magdalena podrían ajustarse a una formula basada en principios hidrodinámicos (i.e. Rouse, Rouse modificada). Sin embargo, en este caso no se aplicaron ajustes a los perfiles verticales de CSS porque (i) dicha aproximación está por fuera del alcance del estudio; y (ii) este tipo de ajustes producen desviaciones con respecto a los perfiles medidos de CSS, debido a los factores complejos que gobiernan la distribución vertical de la CSS (Liu *et al.*, en prensa).

En general, en el sector de dominio fluvial el sedimento se encuentra bien distribuido en la columna de agua (Figura 4.24) no solo por el efecto de la turbulencia, sino también por el tamaño predominante de grano encontrado (Figura 4.26). Para condiciones de fuerte mezcla vertical, la relación entre el coeficiente de difusión vertical de remolino y la velocidad de sedimentación (K_z/w_s) es alta. Esta relación aumenta cuando se presentan bajos valores de w_s (e.g. Hearn, 2008; Prandle, 2009) como los esperados en la desembocadura del río Magdalena, como resultado del predominio de limos gruesos y medios con velocidades de sedimentación del orden de 0.1-1.0 mm s⁻¹ (e.g. Park, 1999). Los valores de velocidad y tensión de corte (Tabla 4.9 y Figuras 4.19 y 4. 20) coinciden en resaltar la importancia de la turbulencia en los procesos de mezcla en la columna de agua. A menos que $\partial u/\partial z$ sea cero, las fuerzas de fricción están presentes y se presenta una pérdida de energía en el movimiento medio. Esta pérdida de energía genera la turbulencia que permite generar esfuerzos o flujos de momento a través de la columna de agua. Los valores de tensión de corte indican que durante todos los monitoreos se presentaron momentos de turbulencia activa ($\tau > 0.2 \text{ N m}^{-2}$) (Figuras 4.19 y 4. 20), favoreciendo la mezcla y difusión de sedimento a lo largo de la columna de agua (e.g. Dyer *et al.*, 2004).

En general, existió un flujo neto de agua y sedimentos desde la desembocadura independientemente de la magnitud del caudal y el rango de marea. Los mayores flujos se presentaron durante la estación de altos caudales (Figura 4.25). El flujo de sedimentos desde el prodelta (Mar Caribe) es considerado como despreciable como lo indica la intrusión de masas de agua oceánicas con CSS relativamente bajas (<350 mg l⁻¹) (Figura 4.25). El caudal estimado para esta sección es hasta un 50% menor comparado con aquellos reportados durante cada uno

de los monitoreos. Por su parte, el TSS total estimado en esta misma sección fue similar a los valores registrados en la estación Calamar durante las estaciones de altos y bajos caudales (**Figura 4.1**) La desembocadura tiene una morfología regular y controlada; el volumen de agua que entra durante el flujo mareal, así como el que sale durante el refluo mareal, son función directa de la velocidad de flujo. Por lo tanto, la estimación de los flujos totales, integrados en la vertical y durante todo el ciclo de medición, fue realizada con el fin de establecer una comparación entre los flujos líquidos y sólidos. Sin embargo, es importante mencionar que una limitación de esta aproximación es que no se puede establecer un balance definitivo debido a la ubicación de las mediciones (i.e. 7 km aguas arriba de la desembocadura), el número de estaciones en la sección transversal, y la relativamente corta duración del monitoreo. Sin embargo, se considera que dadas las condiciones de flujo (i.e. dominancia de la advección y del refluo mareal) esta aproximación constituye un aporte al entendimiento de los patrones de transporte de sedimento en estuarios tropicales de dominio micro-mareal.

5.3. Régimen de Transporte de Sedimentos: Aproximación a los Procesos que Regulan la Dinámica del delta

Las mediciones de corrientes mostraron flujos hacia el mar bien definidos a lo largo de la columna de agua en ambas estaciones, indicando que el delta es dominado por el refluo (i.e. *ebb dominance*). Los mecanismos de advección y mezcla parecen controlar las variaciones estacionales en la estratificación. Un sistema altamente estratificado fue observado muy cerca de la desembocadura en condiciones de bajo rango mareal (≤ 0.26 m) y altos caudales ($Q = \sim 7800\text{--}8200 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$). Este sistema se desplazó hacia aguas arriba durante la estación de bajos caudales (febrero - abril), cuando los procesos marinos también presentan mayores condiciones de energía (Ortiz *et al.*, 2012, 2013). En esta última situación, la corriente de fondo, dirigida hacia el continente durante condiciones de flujo mareal, provoca muy probablemente el transporte de sedimentos hacia aguas arriba de la desembocadura. En estas condiciones, la depositación de sedimentos ocurre en zonas donde se experimentan bajos esfuerzos cortantes de fondo (i.e. *near-bed shear stress*) o en donde la corriente de fondo es prácticamente inexistente (i.e. *the null point*), promoviendo la formación de bajos y barras de desembocadura. Este mecanismo proporciona una explicación razonable para la formación temporal de la barra frontal en la desembocadura del Magdalena, reportada por Alvarado (2008). El asentamiento de los agregados causa sedimentación cerca del punto en donde la pluma se despega del fondo, pero en lugar de que la mayoría de los sedimentos sean atrapados en la zona frontal son depositados en los canales que conducen al cañón submarino. Procesos similares han sido reportados en sistemas micro-mareales dominados por el oleaje (e.g. Wright y Coleman, 1971; Wright, 1977; Cooper, 2001; Maillet *et al.*, 2006).

En estuarios altamente estratificados y con altos caudales, el sedimento en suspensión generalmente es transportado en las capas más superficiales de la columna de agua, en función de la magnitud de los procesos fluviales (e.g. Li *et al.*, 1998; Yang *et al.*, 2003). En tales ambientes de dominio fluvial, como es el caso del río Magdalena, la difusión del agua dulce y la dispersión del sedimento dependen de la importancia relativa de la boyancia del efluente (i.e. *outflow buoyancy*), de la difusión turbulenta, y la fricción turbulenta (e.g. Yang *et al.*, 2002, 2003; Chen *et al.*, 2006). Las descargas de agua dulce de gran magnitud, como flujos boyantes, ejercen una influencia significativa en las condiciones de estratificación del sistema deltaico y en

las aguas costeras adyacentes, promoviendo la transferencia de sedimentos desde el canal de desembocadura hasta el prodelta exterior a través de las capas superiores de la columna de agua. Un descenso en la CSS, como ocurrió en el periodo 2000-2010, o la disminución del tamaño de partícula fortalecería la boyancia del efluente y, en consecuencia, también la dispersión de los sedimentos fluviales (e.g. [Yang et al., 2002, 2003](#)).

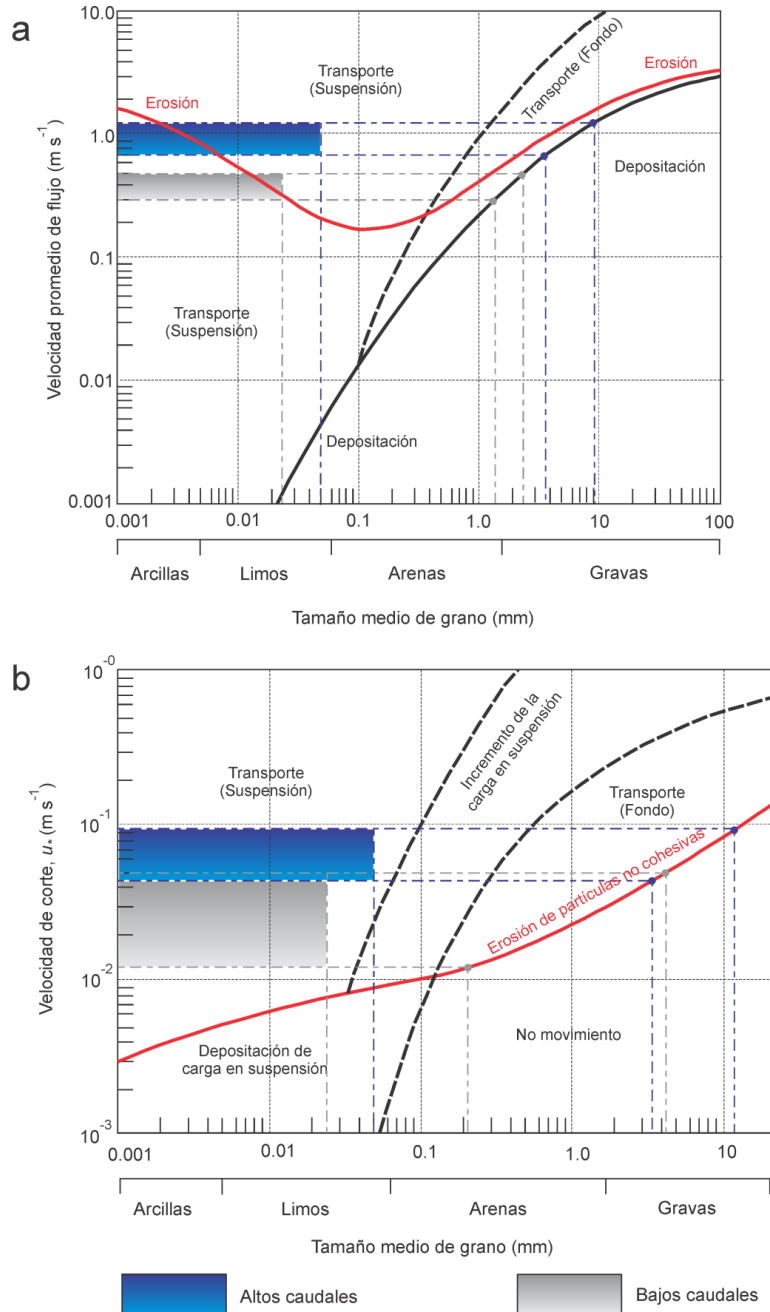


Figura 5.5. Relación entre (a) velocidad promedio de flujo y tamaño medio de grano, y (b) velocidad de corte y tamaño medio de grano, indicando los rangos de valores obtenidos durante cauda una de las mediciones: altos caudales (recuadro azul) y bajos caudales (recuadro gris) (Adaptado y modificado de [Park, 1999](#)).

Las actividades humanas también influyen los procesos que se presentan dentro de la desembocadura del río Magdalena. La eficiencia hidráulica del canal principal se ha incrementado como resultado de la reducción en el área de la sección de flujo y las restricciones en la erosión lateral (**Figura 2.3**). Además, el revestimiento de los tajamares presumiblemente ha fortalecido los procesos de socavación (i.e. *undercutting*) en el lecho del río, ya que se consume menos energía en los procesos de fricción con las riberas (e.g. Wang *et al.*, 2006; Le *et al.*, 2007). Por lo tanto, se presenta un mayor esfuerzo de corte en el lecho del río, el cual es más vulnerable a la erosión comparado con las riberas que se encuentran protegidas. Los valores de velocidad de corte obtenidos (**Tabla 4.9**) indican que el proceso de *bed scouring* podría ocurrir incluso en condiciones de bajos caudales debido a la composición del sedimento del lecho del río (arena muy fina limosa gruesa; $d_{50} = 70.6 \mu\text{m}$), el cual está conformado por $< 32\%$ de arenas que varían entre $130 \mu\text{m}$ (17%) y $500 \mu\text{m}$ (2.7%) (Alvarado, 2008).

Las velocidades de flujo relativamente altas y sus respectivos esfuerzos cortantes permiten el transporte de arenas medias ($\leq 500 \mu\text{m}$) y gruesas ($500 \mu\text{m} - 1000 \mu\text{m}$) como carga de suspensión y de fondo (**Figura 5.5**). Sin embargo, los datos obtenidos muestran que el contenido de arena en la capa más superficial de la columna de agua fue menor que el 7.1% del peso neto de sedimento (**Figura 4.26**). Otras bases de datos señalan que el contenido de arenas gruesas en el fondo rara vez excede el 10% del peso neto de sedimento (e.g. NEDECO, 1973; Alvarado, 2008). El material particulado en suspensión encontrado en la capa más superficial de la columna de agua estuvo compuesto predominantemente por limos, independientemente de la magnitud del caudal y las condiciones de flujo (**Figura 4.26 y Figura 5.5**). En consecuencia, la presencia de sedimentos finos depende principalmente de la tasa de suministro (e.g., Partheniades, 2009). La información textural obtenida en este estudio coincide con los resultados de un núcleo de sedimento obtenido en el frente deltaico (Klingebiel y Vernet, 1979), que mostró que los depósitos de sedimentos consisten principalmente de limos (50-70%), junto con algunas arenas finas ($\leq 160 \mu\text{m}$, $< 10\%$ del peso neto de sedimento). Generalmente, la cohesión de los sedimentos comienza a ser significativa cuando la fracción de partículas finas alcanza el 5-10% del peso total (Hearn, 2008; Partheniades, 2009). La salinidad y el contenido de materia orgánica afectan los procesos de asentamiento y agregación de partículas, mientras que las tasas de esfuerzo y la difusión turbulenta controlan la colisión, tamaño y propiedades de los *flocs* (Li *et al.*, 1998; Partheniades, 2009). Por lo tanto, se pueden esperar altas tasas de floculación a lo largo del frente de convergencia, lo que a su vez afecta la composición de los sedimentos en suspensión.

5.4. Magnitud, Causas e Implicaciones de los Cambios Morfológicos en el Delta

El error estándar de datos batimétricos cuya precisión es de 0.1 m y han sido obtenidos en levantamientos efectuados con una diferencia de 4 a 8 años, varía entre 25.0 mm a^{-1} y 12.5 mm a^{-1} (e.g. Yang *et al.*, 2003). En consecuencia, la precisión y error estándar de los datos batimétricos procesados estuvieron por debajo de las tasas de erosión/acreción calculadas en este estudio (**Figura 4.28 y 4.29**), y por lo tanto estos datos fueron considerados como válidos para obtener estimativos de cambios volumétricos. El balance sedimentario neto entre los volúmenes de acreción y erosión (**Tabla 4.11**) indica que, en promedio, la sedimentación ha sido dominante en el delta del río Magdalena durante el periodo evaluado, excepto en el área de la desembocadura, que experimentó procesos erosivos entre 2000 y 2004. Las tasas de erosión y sedimentación, que variaron entre 37 y 822 mm a^{-1} (**Figura 4.28 y 4.29**), así como altas tasas de sedimentación

observadas en sitios específicos del delta (2000 mm a^{-1}), son de magnitud comparable con las tasas reportadas en deltas que han experimentado severos aportes de sedimentos como resultado de procesos de intervención antrópica y altos caudales (e.g. Yang *et al.*, 2002, 2003; Lane, 2004; Maillet *et al.*, 2006; Wang *et al.*, 2006).

Hasta ahora, la morfología del delta del río Magdalena ha sido vista como el resultado de la tasa de aporte de sedimentos, la capacidad de los procesos marinos para generar procesos de resuspensión y transporte, y el espacio de acomodación disponible para la depositación de los sedimentos. Los nuevos datos sobre la magnitud del flujo de sedimentos debido a la descarga de agua dulce (**Tabla 4.1** y **Figura 4.1**) fortalecen la hipótesis de que el río es la principal fuente de sedimento. Estos resultados concuerdan con afirmaciones realizadas por otros autores (e.g. Klingebiel y Vernet, 1979; Kolla y Buffler, 1985; Ercilla *et al.*, 2002; Estrada *et al.*, 2005). La porción subacuosa del delta se muestra como sensitiva a los cambios en el régimen de transporte de sedimentos, aunque su respuesta morfológica no fue uniforme. Por ejemplo, la erosión se convirtió en el proceso dominante en el sector de la desembocadura/barra frontal entre 2000 y 2004, en donde se pasó de experimentar una tasa media de sedimentación de 320.6 mm a^{-1} en 1994-2000 a una tasa media de erosión de 39.9 mm a^{-1} en 2000-2004 (**Tabla 4.11** y **Figura 4.28**). Durante este mismo tiempo, el TSS del río Magdalena disminuyó un 30% (**Figura 4.1**). Por el contrario, el TSS fluvial aumentó de $112 \times 10^6 \text{ t a}^{-1}$ en 2000-2004 a $154 \times 10^6 \text{ t a}^{-1}$ en 2004-2011 (**Figura 4.1**), coincidiendo con la ocurrencia de tasas medias de sedimentación de 232.5 mm a^{-1} y 152.7 mm a^{-1} en la desembocadura/barra frontal y en el canal, respectivamente (**Tabla 4.11** y **Figura 4.28**). La cantidad anual de sedimento depositado en la desembocadura del río entre 2004-2011 ($0.59 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ a}^{-1}$) fue casi equivalente al volumen anual de sedimentos dragados entre 2001 y 2012 en el canal navegable (hasta 20 km aguas arriba de la desembocadura), que fue estimado en $0.81 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ a}^{-1}$ (Cormagdalena, 2013). En el frente deltaico, los cambios en el TSS fueron seguidos por cambios en la magnitud de las tasas de sedimentación (**Tabla 4.11** y **Figura 4.29**). La reducción del 30% en el TSS que se experimentó entre 1994-2000 y 2000-2008 coincidió con un incremento en las tasas de sedimentación en el frente deltaico, que pasaron de 36.7 a 103.8 mm a^{-1} . Este incremento fue particularmente grande en la parte más occidental del frente deltaico (i.e. frente deltaico II), en donde las tasas de sedimentación cambiaron de 5.1 mm a^{-1} (dentro del rango de incertidumbre) en 1994-2000 a 503.2 mm a^{-1} en 2000-2008 (**Tabla 4.11**). En esta última área, el incremento de las tasas de sedimentación fue aun mayor durante el periodo 2010-2012 (821.9 mm a^{-1}), coincidiendo con un periodo de caudales extremadamente altos con TSS del orden de $223 \times 10^6 \text{ t a}^{-1}$.

Estos patrones de respuesta pueden reflejar las diferencias espaciales de los procesos hidrodinámicos y de transporte de sedimentos. En la desembocadura, los ciclos de erosión/acreción están controlados por la magnitud de las descargas fluviales, la estratificación y la socavación del lecho. Durante bajos caudales, como ocurrió en el periodo 2000-2004, la socavación del lecho del río se ve favorecida por la configuración del canal (i.e. ancho de sección y revestimiento de los tajamares), pero los sedimentos removidos no son reemplazados por nuevos depósitos de origen fluvial. Una larga proporción de los sedimentos depositados en el frente deltaico subacuoso son afectados por débiles corrientes de marea y una disminución del caudal, lo que a su vez conduce a la formación de una capa boyante relativamente débil. Si el tamaño de las partículas en suspensión aumenta, este proceso podría inducir la sedimentación de la desembocadura del río. Durante altos caudales, las arenas son depositadas en la desembocadura. Además, la pluma boyante fortalecida promueve la difusión del efluente, mientras que la cohesión y el esfuerzo de corte turbulento (i.e. *turbulent shear stress*) podrían

inducir la floculación y el asentamiento de partículas en el frente deltaico (e.g. [Yang et al., 2002](#); [Chen et al., 2006](#)). Considerando las condiciones de flujo (i.e. velocidad de flujo, estratificación, boyancia) y la composición del tamaño de partícula, se puede indicar que la mayoría del sedimento fue transferido al prodelta y a la plataforma continental. Por ejemplo, considerando una densidad de volumen seco (i.e. *dry bulk density*) de 2.65 g cm^{-3} y una porosidad media del 80%, la tasa promedio neta de acumulación de sedimentos en el sector de la desembocadura/barra frontal durante el periodo 1994-2011 fue $0.12 \times 10^6 \text{ t a}^{-1}$, mientras que en el sector del frente deltaico fue $2.53 \times 10^6 \text{ t a}^{-1}$ durante el periodo 1994-2008. Por lo tanto, la acumulación total de sedimentos en el delta (incluyendo dragados) corresponde a <5% de la tasa anual de TSS del río Magdalena ($\bar{Q}_s = 137 - 144 \times 10^6 \text{ t a}^{-1}$). Consideramos que esta tasa promedio neta de acumulación constituye un valor más aproximado y actualizado que los $30 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ a}^{-1}$ (i.e. $63 \times 10^6 \text{ t a}^{-1}$) estimados por el *Laboratorio Central de Hidráulica de Francia* ([Koopmans, 1971](#)), que representan cerca del 45% del TSS anual del río Magdalena. El patrón de depositación encontrado en el delta del Magdalena contrasta con lo que ocurre en la mayoría de estuarios y deltas, que a largo plazo son considerados como el sumidero final de los sedimentos fluviales. Por ejemplo, en el margen Atlántico de los Estados Unidos se ha estimado que menos del 10%, y probablemente <5%, de los sedimentos fluviales se depositan en la plataforma continental o en márgenes profundos ([Meade, 1982](#)).

Aunque la proporción de los sedimentos depositados en el prodelta es relativamente baja, estos depósitos constituyen la fuente primaria para los fenómenos de movimientos en masa-corrientes de turbidez identificados en el abanico y/o cañón del Magdalena (e.g. [Vernette et al., 1992](#); [Ercilla et al., 2002b](#); [Estrada et al., 2005](#); [Romero-Otero et al., 2010](#)). La baja estabilidad de los depósitos, el fuerte gradiente del prodelta exterior, y los levantamientos asociados a la ocurrencia de sismos juegan un papel importante en los movimientos en masa de gran escala; los cuales a su vez, han sido identificados como los mecanismos detonantes de las corrientes turbidíticas en el abanico del Magdalena ([Ercilla et al., 2002b](#); [Romero-Otero et al., 2010](#)). Además, la posible presencia de diapirismo de lodo ([Shepard, 1973](#); [Vernette et al., 1992](#)) facilitaría la ocurrencia de fallas y deslizamientos. Estos últimos han tenido repercusiones significativas en la profundidad de la desembocadura y en la estabilidad de los tajamares ([Heezen, 1956](#); [Heezen y Muñoz, 1956](#)).

En la desembocadura, las estructuras de ingeniería (**Figura 2.4**) también limitan la respuesta primaria del delta frente a los cambios en el transporte de sedimento, como la formación/abandono de canales distributarios debido a la ruptura o relleno de diques, la migración lateral del canal activo, los cambios morfológicos en las secciones transversales, o la formación de planos de desbordamiento, entre otros (e.g. [Wang et al., 2006](#); [Syvitski y Saito, 2007](#)). En otros sectores del sistema deltaico como la llanura de inundación y el sistema lagunar se han identificado paleo-geoformas como cauces abandonados, planos de desbordamiento y de avulsión (e.g. [Raasveldt y Tomic, 1957](#); [Bernal, 1996](#)), que proporcionan evidencia de antiguos procesos de ajuste morfológico inducidos por las variaciones en el régimen hidrológico del río. Actualmente, en el canal activo la mayor muestra de inestabilidad morfológica superficial corresponde a la formación y migración hacia aguas arriba de espigas curvadas y llanuras, a lo largo del tramo final del tajamar oriental. De acuerdo con [Koopmans \(1971\)](#) este proceso es causado por la refracción del oleaje entre los tajamares y la consecuente interacción oleaje-corriente. De otro lado, los patrones de erosión y sedimentación a lo largo del canal profundo (**Figura 4.27**) sugieren la existencia de un marcado control estructural en el fondo del río; de acuerdo con [Lorin et al. \(1973\)](#) este control estructural es el resultado de la existencia de un

paleorelieve conformado por basamento rocoso de origen Terciario (i.e. piedras calcáreas y conglomerados cementados con carbonato de Calcio).

Las tasas de erosión observadas en el bajo submareal oriental, principalmente entre 2000 y 2008 (**Figura 4.29**), pueden ser explicadas por la dinámica del oleaje más que por los cambios en el aporte de sedimentos. Cuando los depósitos de sedimento alcanzan su máximo espesor en la parte superior de este bajo, son retransportados por las corrientes inducidas por la rotura del oleaje generadas en las zonas menos profundas (10 a 20 m de profundidad). Considerando las alturas significativas y los periodos predominantes del oleaje (norte – noreste) ([Ortíz *et al.*, 2012, 2013](#)), el transporte litoral de sedimento, paralelo a la costa y dirigido hacia el suroeste, se ve fortalecido durante la estación de bajos caudales. En estas condiciones, nuevos re-asentamientos pueden ser favorecidos en la parte más occidental del frente deltaico debido al debilitamiento de las corrientes inducidas por el oleaje como resultado del incremento de la profundidad en esta zona (> 20 m). Las variaciones en la dinámica del oleaje pueden, por consiguiente, producir cambios en la tasa de sedimentación del canal de acceso al Cañón del Magdalena, y por lo tanto deben ser analizadas de manera detallada. Los patrones de cambio morfológico observados apoyan las hipótesis formuladas acerca de los mecanismos de transporte inferidos a partir de las mediciones hidrodinámicas y oceanográficas, los datos de tamaño de partículas, y las características del delta.

6. Investigación Futura

6.1. Variabilidad de los Aportes Fluviales

De acuerdo con los resultados obtenidos consideramos necesaria la aplicación de nuevos métodos estadísticos, más avanzados, para comprender mejor la compleja dinámica no-estacionaria de los caudales y del TSS. Recientemente, algunos métodos estadísticos han mostrado su potencial para explorar la dinámica temporal de señales no-estacionarias. Por ejemplo, el análisis de fluctuaciones del componente cíclico (*Detrended Fluctuation Analysis – DFA*) y del multifractal DFA (*MF-DFA*) permiten estimar parámetros dinámicos de una serie de tiempo, como exponentes de escala, *crossovers* dinámicos, y grados de persistencia, los cuales son importantes para una comprensión profunda de los mecanismos dinámicos que controlan una serie de tiempo. El análisis singular de espectro (*Singular Spectrum Analysis – SSA*), el análisis de componentes independientes (*Independent Component Analysis – ICA*), la transformada de Hilbert basada en el modo de descomposición empírica (*Empirical Mode Decomposition – EMD*), el análisis Wavelet basado en el análisis multi-resolución, permiten analizar series de tiempo no estacionarias, ruidosas, e incluso de corta extensión (como sucede frecuentemente con las series de tiempo de los ríos del Caribe colombiano), con el fin de identificar los principales componentes de manera más eficiente (e.g. Massei y Fournier, 2012; Núñez *et al.*, 2013; Teferi Taye y Willems, 2013). Además, los estimadores basados en la información, como el *Fisher Information Measure (FIM)* y la potencia de entropía de Shannon (*Shannon Entropy Power – SEP*) constituyen también herramientas para obtener información sobre el tipo de dinámica (orden contra incertidumbre) en señales complejas de tipo no-estacionario. La aplicación de los métodos estadísticos mencionados anteriormente abrirá nuevas perspectivas en el estudio de las complejas interacciones que caracterizan a los sistemas fluviales colombianos.

Otro rasgo que caracteriza a los ríos colombianos es la alta variabilidad en la magnitud de sus caudales y TSS. Una variación de tal magnitud requeriría una estandarización de estos parámetros con el fin de definir un índice que permita una sencilla comparación entre todos los regímenes y cuencas fluviales, independientemente de la magnitud del caudal y el TSS. Un índice de estandarización generalmente se obtiene de una serie de tiempo extensa, usando una función de distribución acumulativa y calculando la probabilidad acumulada de un valor mensual por medio del ajuste a una función de distribución de probabilidad (e.g. Vicente-Serrano *et al.*, 2012) (*Standardized Streamflow Index – SSI*). Una estandarización de estas características nunca ha sido propuesta para los ríos de Colombia. Además, las variaciones temporales del SSI para cada río permitirán efectuar una comparación más efectiva y precisa con índices climáticos de lo que ha sido efectuada hasta ahora. Por consiguiente, esta aproximación permitirá tener una mayor comprensión sobre el efecto de las oscilaciones de baja frecuencia en las señales hidrológicas de los ríos del Caribe colombiano.

6.2. Dinámica Estuarina

Comprender los mecanismos del transporte de sedimento en la desembocadura del río Magdalena es un pre-requisito para entender su morfodinámica, así como la de las zonas costeras adyacentes. Por consiguiente, es necesario obtener un mayor entendimiento en temas específicos como (i) la variabilidad en las condiciones de estratificación, (ii) la sedimentología del canal y el prodelta, y (iii) el papel de los procesos y mecanismos de floculación en su dinámica sedimentaria. (i) La estratificación ha mostrado ser uno de los procesos que gobiernan la estructura y magnitud de la TMZ, así como las condiciones de captura de sedimentos. Por lo tanto, las variaciones en las condiciones de estratificación conducirán a variaciones en la dinámica sedimentaria. Es necesario evaluar la forma en la que otros tensores (viento, nivel del mar, oleaje) determinan las condiciones de estratificación y mezcla en el delta del Magdalena. (ii) De otro lado, no existe información reciente (disponible) sobre las características del sedimento y la geomorfología submarina en el frente deltaico y el prodelta. Esta información es fundamental no solo para identificar evidencias de movimientos sedimentarios de gran escala (i.e. movimientos en masa, flujos turbidíticos), control estructural y fallamientos, y/o presencia de diapiros de lodo, y establecer las características de los depósitos sedimentarios (i.e. tipología y espesor), sino también para establecer el efecto de la tensión de corte en el fondo en la resuspensión del sedimento. (iii) El efecto específico de la concentración de sedimentos en el tamaño de los *flocs* y en la velocidad de asentamiento es incierto, y es un tema de gran relevancia en la investigación en deltas y estuarios. Mientras algunos estudios señalan que no existe correlación entre el tamaño de los *flocs* y la concentración, otros muestran correlaciones negativas (i.e. Geyer *et al.*, 2004). Dadas las condiciones actuales, en las cuales no existe un marco predictivo robusto, las observaciones directas del tamaño de *floc* y velocidad de asentamiento permanecen como el medio más efectivo para obtener conocimiento del empaquetamiento de partículas y flujo de sedimentos en plumas (e.g. Wu *et al.*, 2012; Pepenmeier *et al.*, 2014). La profundización en estos temas requiere inicialmente una aproximación experimental que involucre no solo la realización de monitoreos hidro-sedimentológicos, sino también la realización de una prospección geofísica marina. Un mejor entendimiento de los mecanismos de transporte a lo largo de esta zona mejorará nuestras estimaciones sobre la tasa de remineralización del carbón orgánico y su enterramiento en los depósitos sedimentarios, uno de los temas más relevantes actualmente en la química de los océanos.

Los modelos numéricos de tres dimensiones pueden proporcionar un complemento efectivo a los estudios experimentales, bien sea como ayuda en la interpretación de los resultados o como medio para probar hipótesis acerca de los mecanismos/procesos. Los modelos de dos dimensiones integrados en la vertical tienen aplicación limitada en cuanto no describen adecuadamente aquellos casos en los que los gradientes de densidad son significativos (sistemas estratificados). En consecuencia, los modelos 3D reproducirían de manera más precisa las condiciones en las que se presentan los procesos de transporte de sedimentos en la desembocadura del río Magdalena (e.g. Blaas *et al.*, 2007; Chen y Wang, 2008; Warner *et al.*, 2008; Nguyen *et al.*, 2009; Ganju y Schoellhamer, 2009). Diferentes modelos numéricos como ECOMSED, Delft 3D, MOHID y ROMS (e.g. Blumberg, 2002; Warner *et al.*, 2008; Schepetkin y Williams, 2005) han sido aplicados para evaluar mediante métodos numéricos el transporte de

sedimentos en zonas estuarinas/deltaicas. Varios estudios han señalado que los resultados numéricos de estos modelos usualmente son sensitivos a parámetros analíticos-empíricos como el esfuerzo cortante, la velocidad de sedimentación y los esquemas de turbulencia (Werner *et al.*, 2005, 2008). Por ejemplo, Warner *et al.* (2005) analizó la dependencia del transporte de sedimento con respecto a los diferentes esquemas de cierre de las ecuaciones de turbulencia, encontró que la estimación de la tasa de sedimentos en suspensión puede variar dependiendo de las formulaciones analíticas empleadas, y concluyó que una buena selección y descripción del esquema de turbulencia es fundamental en los modelos 3D. Lo anterior pone de manifiesto que la habilidad para simular fielmente los flujos sedimentarios estuarinos/deltaicos es frecuentemente limitada por la capacidad para formular procesos sedimentarios esenciales y no por la eficiencia y sofisticación de un modelo numérico (Neumeier *et al.*, 2008). En consecuencia, los resultados experimentales y analíticos de este trabajo constituyen un prerequisite fundamental para la implementación de un modelo numérico capaz de describir la dinámica sedimentaria del delta del río Magdalena.

Con el fin de mejorar y refinar el entendimiento de los procesos sedimentarios, se debe implementar un modelo numérico robusto (3D), basado en una detallada descripción de los parámetros hidrodinámicos, morfológicos y sedimentarios que caracterizan la desembocadura del río Magdalena. Los datos obtenidos en este estudio permitirían evaluar la eficiencia del modelo en términos de la distribución de la salinidad y la concentración de sedimentos en suspensión. Una vez calibrado el modelo numérico de transporte de sedimento (Modelo 3D), se podrían simular diferentes escenarios fluviales, estuarinos y oceanográficos, con el fin de (i) obtener un conocimiento más detallado y preciso de los procesos que controlan la dinámica sedimentaria y (ii) evaluar la distribución espacial de la CSS y los flujos netos de sedimento en el delta del río Magdalena.

6.3. Efecto del Oleaje en la Dinámica Sedimentaria

Algunos resultados encontrados en este estudio, como la configuración geomorfológica previa a la construcción de los tajamares y la removilización de los depósitos sedimentarios acumulados en el bajo oriental localizado en el frente deltaico, indican que el oleaje tiene un papel importante en la dinámica sedimentaria de este sistema deltaico. Otras evidencias geomorfológicas no evaluadas en este estudio, como la formación de espigas curvadas y llanuras en el canal de desembocadura y en la parte externa del tajamar oriental, parecen confirmar esta hipótesis.

El delta del Magdalena experimenta unas condiciones de alta energía del oleaje (Ortíz 2012; Ortíz *et al.*, 2012, 2013), que además pueden ser consideradas entre las más altas a nivel mundial (Restrepo y López, 2008). Por lo anterior, es razonable asumir que la propagación del oleaje en aguas someras, especialmente en el frente deltaico y el canal de desembocadura, induce velocidades orbitales capaces de resuspender y transportar el tipo de sedimento dominante en este sistema. Por ejemplo, si se considera la H_s predominante en aguas profundas ($H_s = 2.2$ m) y las profundidades del bajo oriental ($d = 10 - 20$ m), se obtendrían velocidades orbitales en el fondo (U_m) del orden de $0.77-1.08 \text{ m s}^{-1}$, las cuales serían capaces de transportar en suspensión partículas con tamaño de grano $>1 \text{ mm}$ (Park, 1999). Oleajes con H_s y T_p mayores, como los generados por frentes fríos y tormentas (Ortíz *et al.*, 2012), exhibirían mayores U_m , y por consiguiente, podrían presentar una mayor capacidad para transportar sedimentos. Incluso se ha señalado que el oleaje de tormenta ($H > 2.5$ m) es capaz de movilizar sedimentos depositados en

profundidades hasta de 40 m (e.g. [Park, 1999](#)). En estas condiciones, los oleajes de alta energía (i.e. mayores alturas y bajos periodos) podrían ser uno de los elementos detonantes que inciden en los deslizamientos y movimientos en masa identificados en el cañón del Magdalena (e.g. [Ercilla *et al.*, 2002, 2002b](#)). Sin embargo, los procesos de re-trabajamiento del oleaje (y la subsiguiente conformación de geoformas) están restringidos por el limitado espacio de acumulación y el bajo porcentaje de depositación de sedimentos encontrado en el frente deltaico. Por supuesto, estas hipótesis están basadas en las características del oleaje en aguas profundas, ya que no existe información sistemática disponible de los procesos de propagación del oleaje en aguas someras en esta zona. Por consiguiente, para obtener un conocimiento más preciso y detallado del papel del oleaje en la dinámica sedimentaria del delta, es necesario profundizar en el análisis de procesos como la disipación del oleaje por rotura y fricción con el fondo, la refracción y el asomeramiento, y la interacción oleaje-corriente.

Considerando las dificultades logísticas que existen para instalar equipos de medición en la desembocadura (i.e. seguridad y condiciones de navegación), y la subsecuente limitación para cubrir un número significativo de estados de mar mediante un enfoque experimental, es fundamental implementar un modelo numérico de propagación del oleaje en aguas someras que incorpore los procesos mencionados anteriormente, principalmente la interacción oleaje-corriente. Un levantamiento batimétrico de alta resolución (i.e. multi-haz), principalmente de las zonas más someras, contribuiría de manera significativa al refinamiento y precisión de este enfoque numérico. Además, el análisis de la configuración y variabilidad de las geoformas submarinas mejoraría la comprensión del efecto del oleaje sobre la morfología submarina del delta. El análisis sistemático de la interacción oleaje-corriente contribuiría al entendimiento de la dinámica y variabilidad del balance energía fluvial/energía del oleaje, el cual es uno de los mecanismos centrales en la estabilidad morfológica de un sistema deltaico (e.g. [Coleman, 1981](#)).

7. Conclusiones

Descargas Fluviales

Los datos históricos de caudal de los ríos del norte de Colombia (planicie Caribe colombiana) fueron analizados para cuantificar la magnitud, estimar las tendencias de largo plazo como indicadores de cambio hidrológico, y evaluar los patrones de variabilidad en el aporte de agua dulce al mar Caribe. Estos ríos aportan $330 \text{ km}^3 \text{ a}^{-1}$ de agua dulce al mar Caribe, esta descarga acumulada representa el 43% del aporte total a esta cuenca. El río Magdalena proporciona la mayor cantidad de agua dulce al mar Caribe, con un caudal medio de $205.1 \text{ km}^3 \text{ a}^{-1}$. La mayoría de los ríos no muestran una tendencia significativa en sus registros hidrológicos. Sin embargo, desde el 2000 hasta el 2010, el caudal anual de todos estos ríos se incrementó hasta un 65%. En particular, los ríos Mulatos, Magdalena, Canal del Dique, y Fundación exhiben tendencias crecientes significativas para un nivel de confianza del 90, 95, 99, y 95%, respectivamente.

Existe una fuerte interrelación entre las tendencias de largo plazo y las periodicidades hidrológicas. El análisis espectral Wavelet permitió identificar periodicidades anuales, interanuales (3-7 años), y cuasi-decadales (8-12 años). Además, este análisis resaltó el fortalecimiento de la oscilación cuasi-decadal entre 1990 y 2010; que también coincidió con la máxima amplitud de la banda interanual (asociada al evento ENSO) ocurrida en 1998-2002 y 2009-2010. La concurrencia de estas señales oscilatorias define periodos de intensa actividad hidrológica en donde ocurrieron caudales anormalmente altos. Las bandas anual (asociada a la migración de la ZCIT) y cuasi-decadal (asociada posiblemente a procesos climáticos y oceanográficos de baja periodicidad como la PDO y/o la TNA) aparecen como los principales componentes oscilatorios de la variabilidad hidrológica de estos ríos, mientras que la banda interanual (3-7 años) representa una componente oscilatoria de segundo orden de esta variabilidad.

Con un TSS acumulado de $146.3 \times 10^6 \text{ t a}^{-1}$, los ríos evaluados en este estudio contribuyen aproximadamente con el 39% de la descarga total de sedimentos estimada para el Mar Caribe. El río Magdalena aporta la mayor cantidad de estos sedimentos, con un TSS de $142.6 \times 10^6 \text{ t a}^{-1}$, que corresponde al 38% del total de los aportes de sedimentos en suspensión estimados para esta cuenca. Se ha considerado que la ausencia de tendencias significativas de TSS en la mayoría de estos ríos está causada fundamentalmente por su alta variabilidad natural y la ocurrencia de cambios con efectos opuestos en los procesos de transporte de sedimentos. La coincidencia en las tendencias de caudal y TSS que exhibe el río Magdalena sugiere que estas últimas están impulsadas por las oscilaciones de las señales hidrológicas; y considerando la extensión de su área de drenaje, en última instancia están moduladas por las características fisiográficas de esta cuenca. El análisis destacó que después del año 2000 la mayoría de las tendencias del TSS cambiaron, reflejando los cambios experimentados por estos sistemas durante el periodo 2000-2010 en su TSS anual, los cuales mostraron variaciones hasta del 36%.

Al comparar los espectros globales Wavelet del caudal y del TSS se observaron resultados similares en cuanto a la identificación de las principales componentes oscilatorias. También se encontró que aunque las oscilaciones dominantes del TSS no estuvieron en fase, sus periodos de máxima potencia mostraron una relativa proximidad temporal en algunos de los ríos. Estos resultados nos permitieron sugerir que los forzadores climáticos/oceanográficos asociados a las oscilaciones identificadas mediante el análisis espectral definen un marco de variabilidad de

mediano-largo plazo del TSS, mientras que las características fisiográficas y litológicas de las cuencas definen la capacidad de magnificar, atenuar, o desplazar temporalmente estas señales. En la mayoría de estos ríos el análisis espectral Wavelet destacó la ocurrencia simultánea de varias oscilaciones en periodos en los que se observaron altas tasas de TSS, como los ocurridos en 1987-1990, 1994-2002, y 2008-2010.

Los cambios de caudal y TSS en el río Magdalena fueron particularmente pronunciados durante los últimos 20 años. Aunque el análisis espectral Wavelet reveló que estos dos parámetros exhiben prácticamente los mismos modos de variabilidad (la banda anual y banda 4-7 años), sus respectivas respuestas frente a los impactos antropogénicos de gran escala parecen modular la magnitud y fase de estas oscilaciones. Por consiguiente, existió una falta de proporcionalidad en la variabilidad del caudal y el TSS del río Magdalena, lo que a su vez condujo a cambios significativos en el régimen de transporte de sedimentos entre la década de 1990 y la del 2000.

Dinámica Estuarina y Cambios Morfológicos

Independientemente del rango de marea estimado, se observó que los descensos del caudal condujeron a una mayor intrusión salina a lo largo de la parte inferior del canal de desembocadura del río. En la temporada de altas descargas el caudal no desplaza completamente el frente de convergencia hacia el frente deltaico, sino que profundiza la haloclina. En la temporada de bajos caudales las condiciones de estratificación se fortalecen debido a que se forman haloclinas más definidas. Además, se encontró que la turbulencia generada por la fricción de fondo es el principal mecanismo de mezcla.

La variación del caudal y la estratificación tienen una importancia central en la dinámica sedimentaria del estuario, ya que nuestros resultados indican que la formación de la TMZ en la desembocadura del río Magdalena es causada por (i) la convergencia de las capas estratificadas cerca al punto nodal, (ii) la supresión de la turbulencia ocasionada por la estratificación, la alta concentración de sedimentos, y (iii) probablemente, por la floculación. Por consiguiente, la TMZ no estuvo bien desarrollada en la estación de altos caudales, porque la cuña salina es bastante limitada y en estas condiciones la supresión de la turbulencia no fue tan efectiva. Por el contrario, durante la estación de bajos caudales la estratificación salina redujo la turbulencia a través de la supresión de la fricción con el fondo, lo que inhibió la mezcla de sedimento a través de la columna de agua y condujo al asentamiento diferencial del material particulado. Entonces, es en condiciones altamente estratificadas más que en las bien mezcladas, que se promueve la captura de sedimentos en la TMZ. En síntesis, se encontró que el caudal constituye la influencia primaria en la formación de la TMZ, al permitir el desarrollo de condiciones estratificadas, y posteriormente, estas últimas inhiben o debilitan la mezcla turbulenta promoviendo el asentamiento del material particulado.

Los flujos hipopéncicos controlan la transferencia de sedimentos desde la desembocadura hacia el frente deltaico. Se encontró que la pluma es eficiente en la advección de sedimentos hacia el prodelta durante ambas estaciones, aunque se observó una mayor dilución en la columna de agua durante la estación de bajos caudales debido al proceso de *entrainment*, que debilitó el frente de convergencia formado por la pluma. No se encontraron evidencias de flujos hiperpéncicos en la desembocadura del río Magdalena.

En la mayoría de las situaciones la desembocadura del río Magdalena puede clasificarse como un estuario turbio, y como extremadamente turbio durante la estación de bajos caudales. La CSS registrada en la desembocadura del río Magdalena es del mismo orden de magnitud que las CSS encontradas en los estuarios de los ríos Yangtze y Huanghe, las cuales han sido catalogadas como unas de las mayores a nivel mundial.

La porción subacuosa del delta parece ser sensitiva a los cambios en el régimen de transporte. Los cambios en este régimen condujeron a la erosión de la desembocadura/barra frontal y el canal principal a comienzos de la década del 2000; mientras que modificaron el balance erosional/acrecionario observado en el prodelta durante la década de 1990. Las tasas promedio de sedimentación y erosión ($37 - 822 \text{ mm a}^{-1}$) fueron de comparable magnitud con aquellas reportadas en sistemas deltaicos que experimentan flujos significativos de sedimentos como resultado de intervenciones humanas o grandes inundaciones. También se identificó el relleno progresivo del canal que conduce al cañón del Magdalena. La acumulación total de sedimento en el delta corresponde a $<5\%$ de la media anual del TSS del río Magdalena. En el canal principal, los ciclos erosionales/sedimentarios son controlados por la magnitud de los caudales y la socavación del lecho del río. En el frente deltaico, la difusión del efluente y la dispersión del sedimento dependen de la importancia relativa de la boyancia del efluente, la difusión y la fricción turbulenta. Los altos aportes fluviales, como aportes boyantes, ejercen una influencia significativa en las condiciones de estratificación del delta, promoviendo la transferencia de sedimentos desde el tramo fluvial hacia el prodelta exterior a través de las capas superiores de la columna de agua. Sin embargo, la contribución específica de cada factor no puede ser cuantificada con precisión debido a las complejas interacciones y mecanismos de retroalimentación. Considerando que el material particulado está compuesto predominantemente por partículas en el rango de los finos, debe prestarse atención a la relación entre la floculación, la mezcla y la boyancia en el delta del río Magdalena.

Finalmente, es importante señalar que los enfoques regulares sobre el control de la sedimentación están basados en teorías clásicas de transporte de sedimento en condiciones de flujo uniforme y en ausencia de intrusión salina. Sin embargo, este estudio indica que el asentamiento diferencial de sedimentos debido a la inhibición de la mezcla turbulenta causada por la estratificación del fluido constituye el principal proceso formador de la TMZ. Por lo tanto, es razonable que cualquier iniciativa de profundización de la desembocadura deba ser evaluada cuidadosamente, analizando el impacto de largo-plazo sobre el fortalecimiento de la cuña salina y la consecuente migración de la TMZ hacia aguas arriba de la desembocadura durante la estación de bajos caudales.

8. Bibliografía

- Algan, O., Altiok, H., Yuce, H., 1999. Seasonal variation of suspended particular matter in two-layered Izmit Bay, Turkey. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*. 49, 235-250.
- Alvarado, M., 1992. Rio Magdalena (sector Calamar-Bocas de Ceniza): caracterización hidrosedimentológica y cuña salina basada en mediciones realizadas durante 20 campañas. Reporte Técnico, Ministerio de Obras Públicas y Transporte, Barranquilla, Colombia.
- Alvarado, M., 2008. Rio Magdalena: navegación marítima y fluvial (1986-2008). Sello editorial de la Universidad del Norte. Barranquilla, Colombia. 804 p.
- Alvarez LG, Jones SE. 2001. Factor Influencing Suspended Sediments Flux in the Upper Gulf of California. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*; 54:747-759.
- Álvarez-Silva, O., Osorio, A., Gómez, A., 2012. Determinación del régimen medio de oleaje en la desembocadura del río León. *Revista DYNA*. 79, 95-102.
- Amarasekera, K., Lee, R., Williams, E., Elthair, E., 1997. ENSO and the natural variability in the flow of tropical rivers. *Journal of Hydrology*. 200, 24-39.
- Beckman Coulter, Inc., 2010. Multisizer 4 – Particle Analyzer: User's guide. Technical Report. 238 p.
- Bernal, G., 1996. Caracterización geomorfológica de la llanura deltaica del río Magdalena con énfasis en el sistema lagunar de la ciénaga grande de Santa Marta, Colombia. *Boletín de Investigaciones Marinas y Costeras*. 25, 19-48.
- Bernal, G., Poveda, G., Roldan, P., Andrade, C., 2006. Patrones de variabilidad de las temperaturas superficiales del mar en la costa Caribe colombiana. *Revista de la Academia Colombiana de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales*. 30(115), 195-208.
- Blaas, M., Dong, Ch., Marschesiello, P., McWilliams J., Stolzenbach, K., 2007. Sediment-transport modeling on Southern California shelves: a ROMS case study. *Continental Shelf Research*. 27, 832-853.
- Blumberg, A., 2002. A primer for Ecomsed. Technical report of HydroQual, Mahwah, N.J., 188 p.
- Borda, J., Palma, M., Moreno, W., Dávila, A., Sarta, B., 1973. Historia de una gran obra: Bocas de Ceniza. Junta Coordinadora del Puerto de Barranquilla. Barranquilla, Colombia. 123 p.
- Capo, S., Brenon, I., Sottolichio, A., Castaing, P., Le Goulven, P., 2009. Tidal sediment transport versus freshwater flood events in the Konkoure estuary, Republic of Guinea. *Journal of African Earth Sciences*.
- Chen, B., Wang, K., 2008. Suspended Sediment Transport in the Offshore near Yangtze Estuary. *Journal of Hydrodynamics*. 20(3), 373-381.
- Chen, L., Zhang, G., Yang, S., Shi, J., 2006. Temporal Variations of fine suspended sediment concentration in the Changjiang River estuary and adjacent coastal waters, China. *Journal of Hydrology*. 331, 137-145.
- Chen, X., Erfeng, Z., Hongqiang, M., Zong, Y., 2005. A preliminary analysis of human impacts on sediment discharges from the Yangtze, China, into the sea. *Journal of Coastal Research* 21, 515-521.
- Chen, Z., Li, J., Shen, H., Zhanghua, W., 2001. Yangtze river of China: historical analysis of discharge variability and sediment flux.. *Geomorphology*. 41, 77-91.
- Coleman, J.M., 1981. Deltas: processes of deposition and model for exploration. Burgess Publishing Company. 124 pp.
- Cooper, J., 2001. Geomorphological variability among microtidal estuaries from wave-dominated South African coasts. *Geomorphology*. 40, 99-122.
- Cormagdalena, 2013. Dragados y sedimentos en el río Magdalena – Radicado 2013301895. Technical Report. Cormagdalena. Barranquilla, Colombia. 5p.
- Dai, A., Qian, T., Trenberth, K., Milliman, J., 2009. Changes in continental freshwater discharge from 1948 to 2004. *Journal of Climate*. 22, 2773-2792.
- Dearing, J., Jones, R., 2003. Coupling temporal and spatial dimensions of global sediment flux through lake and marine sediment records. *Global and Planetary Change*. 39, 147-168.

- Dikman, Efremov, Kovskaya. 2011. Field studies of the motion of sediments in the coastal zone of the sea. *Physical Oceanography*. 20: 379 – 395.
- Duque-Caro, H. 1980. Geotectónica evolutiva de la región Noroccidental colombiana. *Boletín Geológico* 23(3), 4-37.
- Dyer, K., 1986. *Coastal and Estuarine Sediment Dynamics*. John Wiley, Chichester, 342 pp.
- Dyer, K., 1994. Estuarine sediment transport and deposition. En: Pye, K. (Ed.) *Sediment transport and depositional processes*. Blackwell Scientific Publications, Oxford, pp, 193-2018.
- Dyer, K., 1995. Sediment Transport Processes in Estuaries. En: Perillo G.M.E. *Geomorphology and Sedimentology of Estuaries*. Developments in Sedimentology 53. Elsevier Science. 423-449.
- Dyer, K., 1997. *Estuaries: A Physical Introduction*. Jhon Wiley, Second Edition. Chichester, England 195 pp.
- Dyer, K., Christie, M., Manning, A., 2004. The effects of suspended sediment on turbulence within an estuarine turbidity maximum. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*. 59, 237-248.
- Enfield, D., Alfaro, E., 1999. The dependence of Caribbean rainfall on the interaction of the tropical Atlantic and Pacific oceans. *Journal of Climate*. 12, 2093-2103.
- EPM (Empresas Publicas de Medellín), 2013. Sistema de Generación de Energía. (www.epm.com.co/site/Home/Institucional/Nuestrasplantas/Energia/Centraleshidroeléctricas.aspx) (September 2013)
- Ercilla, G., Alonso, B., Estrada, F., Chiocci, F., Baraza, J., Ferran, M., 2002. The Magdalena Turbidity System (Caribbean Sea): present-day morphology and architecture model. *Marine Geology* 185, 303-318.
- Ercilla, G., Russell, W., Alonso, B., Baraza, J., 2002b. Initiation and evolution of turbidity current sediment waves in the Magdalena turbidity system. *Marine Geology*. 192, 153-169.
- Ericson, J., Vorosmarty, Ch., Dingman, S.L., Ward, L., Meybeck, M., 2006. Effective sea-level rise and deltas: Cause of change and human dimension implications. *Global and Planetary Change*. 50, 63-82.
- Escobar, C., 2007. Modelling of sediment dynamics in the Dithmarschen Bight, German North Sea Coast. Doctoral Dissertation. Christian-Albrechts-Universität zu Kiel. Kiel, Germany. 186 p.
- Estrada, F., Ercilla, G., Alonso, B., 2005. Quantitative study of a Magdalena submarine channel (Caribbean Sea): implications for sedimentary dynamics. *Marine and Petroleum Geology* 22, 623-635.
- Etter, A., McAlpine C., Wilson, K., Phinn, S., Possingham, 2006. Regional patterns of agricultural land use and deforestation in Colombia. *Agriculture Ecosystems & Environment* 114, 369-386.
- Fan, H., Huang, H., 2005. Changes in Huanghe (Yellow) River estuary since artificial re-routing in 1996. *Chinese Journal of Oceanology and Limnology* 23(9), 299-305.
- Fanos, A., 1995. The impact of human activities on the erosion and accretion of the Nile delta coast. *Journal of Coastal Research* 11(3), 821-833.
- Fettweis, M., Sas, M., Monbaliu, J., 1998. Seasonal, neap-spring and tidal variation of cohesive sediment concentration in the Scheldt Estuary, Belgium. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*. 47(1), 21-36.
- Galloway, W.E., 1975. Processes framework for describing the morphologic and stratigraphic evolution of deltaic depositional systems. En: Broussard, M.L. (ed.). *Deltas: Models for Exploration*. Houston Geological Society, Houston, 87-98.
- Gao, S., Wang, Y., Gao, J., 2011. Sediment retention at the Changjiang sub-aqueous delta over a 57 year period, in response to catchment changes. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 95, 29-38.
- García, N., Mechoso, C., 2005. Variability in the discharge of South American rivers and in climate. *Journal of Hydrological Sciences*. 50(3), 459-478.
- Genta, J.L., Pérez Iribarren, G., Mechoso, C.R., 1998. A recent increasing trend in the streamflow of rivers in Southeastern South America. *Journal of Climate*. 11, 2858-2862.
- Geyer, W.R., 1993. The importance of suppression of turbulence by stratification on the estuarine turbidity maximum. *Estuaries*. 16(1), 113-125.

- Geyer, W., Hill, P., Kineke, G., 2004. The transport, transformation and dispersal of sediment by buoyant coastal flows. *Continental Shelf Research*. 24, 927-949.
- Gómez, A., Osorio, A., Toro, F., Osorio, J.D., Álvarez, O., Arrieta, A., 2009. Patrón de circulación en bahía Barbacoas y su influencia sobre el transporte de sedimentos hacia las islas del Rosario. *Avances en Recursos Hidráulicos*. 20, 21-40.
- Gómez-García, A., Bernal, G., Osorio, A., Botero, V., 2014. Morphodynamics of a mesotidal rocky beach: Palmeras beach, Gorgona Island National Natural Park, Colombia. *Journal of South American Earth Sciences*. 54, 196-209.
- GRDC (Global Runoff Data Centre), 2009. Surface freshwater fluxes into the world oceans from land areas associated with GIWA regions between 170E and 10E. Online Reports. (http://www.bafg.de/cln_031/nn_294146/GRDC/EN/01__GRDC/grdc__node.html?__nnn=true) (January 2012).
- Gutiérrez, F., Dracup, J., 2001. An analysis of the feasibility of long-range streamflow forecasting for Colombia using El Nino – Southern Oscillation indicators. *Journal of Hydrology*. 246, 181-196.
- Haralambidou, K., Sylaios, G., Tsihrintzis, V., 2010. Salt-wedge propagation in a Mediterranean micro-tidal river mouth. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*. 90, 174-184.
- Harrison, C.G., 2000. What factors control mechanical erosion rates. *Int. Journal of Earth Sciences*. 88: 1-11.
- Hastenrath, S., 1990. Diagnostics and prediction of anomalous river discharge in northern South America. *Journal of Climate*. 3, 1080 – 1096.
- Hearn, C., 2008. The dynamics of coastal models. Cambridge University Press. Cambridge, England. 488p.
- Heezen, B.C., 1956. Corrientes de turbidez del río Magdalena. *Boletín de la Sociedad Geológica Colombiana*. 51/52, 135-143.
- Hezen, B.C., Muñoz, J., 1956. Magdalena turbidities in deep-sea sediments. *Proceedings of the 4th Caribbean Geological Conference, Trinidad*, pp. 317-324. Artículo del ST del Magdalena.
- Holdaway, G., Thorne, P., Flatt, D., Jones, S., Prandle, D., 1999. Comparison between ADCP and Transmissometer measurements of suspended sediment concentration. *Continental Shelf Research*. 19, 421-441.
- Hori, K., Saito, Y., 2005. Classification, Architecture and Evolution of Large river Deltas. En: Gupta, A. (ed.). *Large Rivers Geomorphology and Management*. John Wiley & Sons, 85-116.
- Hossain, S., Eyre, B., McConchie, D., 2001. Suspended sediment transport dynamics in the subtropical micro-tidal Richmond river estuary, Australia. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*. 52, 529-541.
- Hovius, N., 1998. Controls on sediment supply by large rivers. *SEPM Special Publication*. 59: 3-16.
- Hoyos, N., Escobar, J., Restrepo, J.C., Arango, A.M., Ortiz, J., 2013. Impact of the 2010-2011 La Niña Phenomenon in Colombia, South America: The Human Toll of an Extreme Weather Event. *Applied Geography*. 39, 16-25.
- Huntington T. 2006. Evidence for intensification of the global water cycle: review and synthesis. *Journal of Hydrology*. 319, 83-95.
- IDEAM (Instituto de Hidrología, Meteorología y Estudios Ambientales – Colombia), 1998. El medio ambiente en Colombia. IDEAM, Bogotá, 495 p.
- IDEAM, 2001. Estudio ambiental de la cuenca Magdalena – Cauca y elementos para su ordenamiento territorial. Technical Report. Instituto de Hidrología, Meteorología y Estudios Ambientales (IDEAM), Bogotá, Colombia. 984 pp.
- Inman, D., Jenkins, S., 1999. Climate change and the episodicity of sediment flux of small California rivers. *The Journal of Geology*. 107, 251-270.
- INVERMAR (Instituto de Investigaciones Marinas y Costeras), 2008. Diagnostico de la Erosion Costera en el Litoral Caribe Colombiano. Invermar, Santa Marta. 287 p.
- Jiufa, L., Chen, Z., 1998. Sediment resuspension and implications for turbidity maximum in the Changjiang Estuary. *Marine Geology*. 148, 117-124.

- Jones, S., Jago, C., 1994. Suspended Sediment dynamics: measurements and modeling in the Dover strait. *Mixing and Transport in the Environment*; 35:183–201.
- Kellog, J., 1984. Cenozoic tectonic history of the Sierra de Perijá, Venezuela-Colombia, and adjacent basins. *Geological Society of America Memoirs* 162, 239-261.
- Kitheka, J., Obiero, M., Nthenge, P., 2005. River discharge, sediment transport and exchange in the Tana estuary, Kenya. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*. 63, 455-468.
- Kitheka, J., Ongwenyi, G., Mavuti, K., 2005b. Fluxes and exchange of suspended sediment in tidal inlets draining a degraded mangrove forest in Kenya. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*. 63, 455-468.
- Kjerfve, B., 1979. Measurements and analysis of water current, temperature, salinity, and density. In: Dyer, K. (Ed.), *Estuarine Hydrography and Sedimentation – A Handbook*. Cambridge University Press, Cambridge, pp 186-226.
- Klingebiel, A., Vernet, G., 1979. Estudio batimétrico y sedimentológico en la plataforma continental entre Cartagena y la desembocadura del río Magdalena (Colombia). *Boletín Científico CIOH* 5, 1-15.
- Kolla, V., Buffler, R., 1985. Morphologic, acoustic and sedimentologic characteristics of the Magdalena Fan. *Geological and Marine Letters*. 3, 85-91.
- Kolla, V., Buffler, T., 1984. Seismic stratigraphy and sedimentation of Magdalena Fan, Southern Colombia basin, Caribbean sea. *A.A.P.G. Bulletin*. 68, 316-332.
- Koopmans, B., 1971. Interpretación de fotografías aéreas en morfología costera: relacionada con proyectos de ingeniería. Reporte Técnico. Centro Interamericano de Fotointerpretación – Ministerio de Obras Públicas. Bogotá, 22 p.
- Krone, R., 1978. Aggregation of suspended particles in estuaries. En: Kjerfve, B. (Editor). *Estuarine Transport Processes*. Uni. South Carolina Press. 177-190.
- Labat, D. 2005. Recent advances in wavelet analyses: Part 1 – A review of concepts. *Journal of Hydrology*. 314, 275-288.
- Labat, D. 2008. Wavelet analysis of the annual discharge records of the world's largest rivers. *Advances in Water Resources*. 31, 109-117.
- Labat, D. 2010. Cross wavelet analyses of annual continental freshwater discharge and selected climate indices. *Journal of Hydrology* 385, 269-278.
- Labat, D., J. Ronchail, J. Caldeira, J.L. Guyot, E. de Oliveira, and W. Guimares. 2004. Wavelet analysis of Amazon hydrological regime variability. *Geophysical Research Letter*, 31, L02501.
- Labat, D., Ronchail, J., Guyot, J.L., 2005. Recent advances in wavelet analyses: Part: 2 – Amazon, Parana, Orinoco and Congo discharges time scale variability. *Journal of Hydrology*. 314, 289-311.
- Lane, A., 2004. Bathymetric evolution of the Mersey Estuary, UK, 1906-1997: causes and effects. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 59, 249-263.
- Lane, R., Day, J., Marx, B., Reyes, E., Hyfield, E., Day, J., 2007. The effect of riverine discharge on temperature, salinity, suspended sediment and chlorophyll a in a Mississippi delta estuary measured using a flow-through system. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*. 74, 145-154.
- Lawler, West, Couperthwaite. 2003. Use of continuous turbidity sensor in the prediction of fine sediment transport in the turbidity maximum of the Trent Estuary. *Estuarine, Coastal and Shelf Sciences*. 58: 645 – 652.
- Le Hir, P., Thouvenin, B., 1994. Mathematical modeling of cohesive sediment and particulate contaminants transport in the Loire Estuary. En: Dyer, K., Orth, R. (Eds.), *Changes in fluxes in estuaries*. Olsen and Olsen, Fredensborg, pp 71-79.
- Le, T., Garnier, J., Gilles, B., Sylvain, T., Minh, Ch., 2007. The changing flow regime and sediment load of the Red River, Viet Nam. *Journal of Hydrology* 334, 199-214.
- Li, G., Wei, H., Han, Y., Chen, Y., 1998. Sedimentation in the Yellow river delta, part I: flow and suspended sediment structure in the upper distributary and the estuary. *Marine Geology* 149, 93-111.
- Liquete, C., Canals, M., Ludwig, W., Arnau, P., 2009. Sediment discharge of the rivers of Catalonia, NE Spain, and the influence of human impacts. *Journal of Hydrology*. 366, 76-88.

- Liu, G., Zhu, J., Wang, Y., Wu, H., Wu, J., 2011. Tripod measured residual currents and sediment flux: impacts on the silting of the deepwater navigation channel in the Changjiang estuary. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*. 93, 192-201.
- Liu, J., Yang, S., Zhu, Q., Zhang, J., En prensa. Control on suspended sediment concentration profiles in the shallow and turbid Yangtze estuary. *Continental Shelf Research*.
- LOICZ, 2005. Land-Ocean Interactions in the Coastal Zone-Science Plan and Implementation Strategy. IGBP Report 51 / IHDP Report 18, IGBP Secretariat, Stockholm, Sweden.
- Lonin, S., Parra, C., Andrade, C., Thomas, Y., 2004. Patrones de la pluma turbia del Canal del Dique en la bahía de Cartagena. *Boletín Científico CIOH*;22:77-89.
- Lonin, S., 1997. Calculo de la transparencia del agua en la bahía de Cartagena. *Boletín Científico CIOH*. 18, 85-92.
- Lonin, S., 2002. Un modelo morfodinámico para la zona costera del Caribe colombiano. *Boletín Científico CIOH*. 20, 5-17.
- Lorin, J., Hernandez, C., Rouault, A., Bottagisio, J., 1973. Estudio sedimentológico de la plataforma continental entre Bocas de Ceniza y Santa Marta. Reporte Técnico. Informe Proyecto MOPT, Puertos de Colombia. Barranquilla, 41 p.
- Maillet, G., Vella, C., Berne, S., Friend, P., Amos, C., Fleury, T., Normand, A., 2006. Morphological changes and sedimentary processes induced by the December 2003 flood event at the present mouth of the Grand Rhone River (southern France). *Marine Geology* 234, 159-177.
- Mantua, N., J., Hare, S., 2002. The Pacific Decadal Oscillation. *Journal of Oceanography*. 58, 33-44.
- Marín, R., 1992. Estadísticas sobre el recurso agua en Colombia. Ministerio de Agricultura – Instituto Colombiano de Hidrología, Meteorología y Adecuación de Tierras. 2 Edición. Bogota.
- Martínez, J., Molina, L., 1992. Geomorfología y aspectos erosivos del litoral Caribe colombiano, sector Bocas de Ceniza – Parque Tayrona. Reporte Técnico. Informe Proyectos Ingeominas, Bogotá.
- Massei, N., Fournier, M., 2012. Assessing the expression of large-scale climatic fluctuations in the hydrological variability of daily Seine river flow (France) between 1950 and 2008 using Hilbert–Huang Transform. *Journal of Hydrology*. 448-449, 119-128.
- Meade, R., 1982, Sources, sinks and storage of river sediments in the Atlantic drainage of the United States. *Journal of Geology*. 90, 235–252.
- Meade, R., 1996. River-sediment inputs to major deltas. In: Milliman, J.D., and Haq, B.U. (eds.). *Sea level rise and coastal subsidence*. Dordrecht, Kluwer, p. 63-85.
- Melice, J., Servain, J., 2003. The tropical Atlantic meridional SST gradient index and its relationship with the SOI, NAO and Souther Ocean. *Climate Dynamics*. 20, 447-464.
- Mesa O., Poveda G., Carvajal L. 1997. Introducción al clima de Colombia. Universidad Nacional de Colombia, Bogotá, Colombia. 390 p.
- Meybeck, M., Laroche, L., Durr, H., Syvitski, J., 2003. Global variability of daily total suspended solids and their fluxes in rivers. *Global and Planetary Change*. 39, 65-93.
- Meybeck, M., Vorosmarty, C.J., 2004. Integrity of river and drainage basin systems: challenges from environmental change. En: Kabat P. et al., (Eds.), *Vegetation, water, humans and the climate cycle*. Springer, p. 566.
- Milliman, J. D., Meade, R. H., 1983. World-wide delivery of river sediment to the oceans. *Journal of Geology* 91, 1 - 21.
- Milliman, J. D., Syvitski, P.M., 1992. Geomorphic/Tectonic control of sediment discharge to the ocean: The importance of small mountainous rivers. *Journal of Geology*. 100, 525-544.
- Milliman, J.D., Farnworth, K., Jones, P., Xu, K., Smith, L., 2008. Climatic and anthropogenic factors affecting river discharge to the global ocean, 1951-2000. *Global and Planetary Change*. 62, 187-194.
- Mitchell, S., Lawler, D., West, J., Couperthwaite, J., 2003. Use of continuous turbidity sensor in the prediction of fine sediment transport in the turbidity maximum of the Trent estuary, UK. *The Science of the Total Environment*. 58, 645-652.

- Ministerio de Medio Ambiente, Viviente y Desarrollo Territorial, 2004. Gaceta Oficial Ambiental: Resolución 1118 Septiembre 21 de 2004 – Por la cual se modifica un plan de Manejo Ambiental. Bogota, D.C., Colombia. 24 p.
- Molinares, C., Martinez, J., Fiorini, F., Escobar, J., Jaramillo, C., 2012. Paleoenvironmental reconstruction for the lower Pliocene Arroyo Piedras section (Tubara – Colombia): Implications for the Magdalena River – paleodelta's. *Journal of South American Earth Science*. 39, 170-183.
- Morehead, M.D., Syvitski, J., Hutton, E., Peckam, S., 2003. Modeling the temporal variability in the flux of sediment from ungauged river basins. *Global and Planetary Change*. 39, 95-110.
- Moskalski, S., Torres, R., 2012. Influences of tides, weather, and discharge on suspended sediment concentration. *Continental Shelf Research*. 37, 36-45.
- Mossa, J., 1996. Sediment dynamics in the lowermost Mississippi River. *Engineering Geology*. 45, 457-479.
- Mulder, T., Syvitski, J., 1995. Turbidity currents generated at river mouths during exceptional discharges to the world oceans. *Journal of Geology*. 520, 285-299.
- NEDECO (Netherlands Engineering Consultants). 1973. Rio Magdalena and Canal del Dique survey project. Technical Report. The Hague, The Netherlands 397 p.
- Neumeier, U., Ferrarin, C., Amos, C., Umgieser, G., Li, M., 2008. SedTrans05: An improved sediment-transport model for continental shelf and coastal waters with a new algorithm for cohesive sediments. *Computer & Geosciences*. 34, 1223-1242.
- Nguyen, K.D., Guillou, S., Chauchat, J., Barbry, N., 2009. A two-phase numerical model for suspended-sediment transport in estuaries. *Advances in Water Resources*. 32, 1187-1196.
- Nichols, M., Biggs, R., 1985. Estuaries. En: Davis, R. (Editor). *Coastal Sedimentary Environments*. Springer-Verlag. New York, pp. 77-186.
- NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration), 2012. National Weather Service – Climate Prediction Center. United States. Base de datos en línea (http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis_monitoring/ensostuff/ensoyears.shtml) (Diciembre 2012).
- Núñez, J., Rivera, D., Oyarzún, R., Arumí, J.L., 2013. Influence of Pacific Ocean multidecadal variability on the distributional properties of hydrological variables in north-central Chile. *Journal of Hydrology*. 501, 227-240.
- Oki, T., Kanae, S., 2006. Global hydrological cycles and world water resources. *Science*. 313, 1068-1072.
- Ortiz, J., 2012. Severe tornados on the Caribbean Coast of Colombia since 2001 and their relation to local climate conditions. *Natural Hazards* 64(2), 1805-1821.
- Ortiz, J., Otero, L., Restrepo, J.C., Ruiz, J., Cadena, M. 2013. Characterization of cold fronts in the Colombian Caribbean and their relationship to extreme wave events. *Natural Hazards and Earth System Sciences*. 13, 2797-2804.
- Ortiz, J., Otero, L., Salcedo, B., 2012. Investigating the collapse of the Puerto Colombia Pier (Colombian Caribbean Coast): in March of 2009: methodology for the reconstruction of extreme events and their impact on the coastal infrastructure. *Journal of Coastal Research / JCOASTRES-D-12-00062.1*
- Orton, G.J., Reading, H.G., 1993. Variability of deltaic processes in terms of sediment supply, with particular emphasis on grain size. *Sedimentology* 40, 475-512.
- Orton, Kineke. 2001. Comparing calculated and observed vertical suspended sediment distributions from a Hudson River Estuary turbidity maximum. *Estuarine, Coastal and Shelf Sciences*. 52: 401 – 410.
- Otero, L., Restrepo, J.C., 2008. Modelamiento Numérico y Dinámico en Deltas: Aplicación de Modelos Hidrodinámicos para el Análisis Oceanográfico del Delta del Río Mira. En: Restrepo JD, (editor). *Los Deltas de Colombia: Morfodinámica y Vulnerabilidad ante el Cambio Global*. Medellín: Fondo Editorial Universidad EAFIT. p. 112-130.
- Partheniades, E., 2009. Cohesive sediment in open channels: properties, transport and applications. Butterworth-Heinemann, Oxford, 358 pp.
- Park, D., 1999. Waves, tides and shallow-water processes. Second edition. The Open University, Butterworth-Heinemann. London, United Kingdom. 227 p.

- Pasquini, A., Depetris, P., 2007. Discharge trends and flow dynamics of south American rivers draining the southern Atlantic seaoard: An overview. *Journal of Hydrology*. 333, 385-399.
- Patchineelam, S.M., Kjerfve, B., 2004. Suspended sediment variability on seasonal and tidal time scales in the Winyah Bay estuary, South Carolina, USA. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*. 59, 307-318.
- Pekarova, P., Miklanek, P., Pekar, J., 2003. Spatial and temporal runoff oscillation analysis of the main rivers of the world during the 19th-20th centuries. *Journal of Hydrology*. 274, 62-79.
- Pepenmeier, S., Schrottke, K., Bartholoma, A., 2014. Over time and space changing characteristics of estuarine suspended particles in the German Weser and Elber estuaries. *Journal of Sea Research*. 85, 104-115.
- Pernetta, J.C., Milliman, J.D., 1995. Land Ocean Interactions in the Coastal Zone Implementation Plan. IGBP Report 33. Stockholm, Sweden, 215 p.
- Phillips, J.D., Slattery, M.C., Musselman, Z.A., 2004. Dam-to-delta sediment inputs and storage in the lower Trinity River, Texas. *Geomorphology*. 62, 17-34.
- Pejrup, M., Mikkelsen, O., 2010. Factors controlling the field settling velocity of cohesive sediment in estuaries. *Estuarine, Coastal and Shelf Sciences*. 87, 177-185.
- Pinter, N., Ickes, B., Wlosinski, J., van der Ploeg, R., 2006. Trend in flood stages: contrasting results from the Mississippi and Rhine River systems. *Journal of Hydrology*. 331, 554-566.
- Poveda, G. 2004. La hidroclimatología de Colombia: una síntesis desde la escala inter-decadal hasta la escala diaria. *Revista de la Academia Colombiana de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales*. 28(107), 201-222.
- Poveda, G., Jaramillo A., Gil M., Quiceno N., Mantilla R. 2001. Seasonality in ENSO-related precipitation, river discharges, soil moisture, and vegetation index in Colombia. *Water Resources Research* 37(8), 2169-2178.
- Poveda, G., Mesa O. 2004. On the existence of Lloro (the rainiest locality on Earth): enhanced ocean-atmosphere-land interaction by a low-level jet. *Geophysical Research Letters*. 27(11), 1675-1678.
- Prandle, D., 2009. *Estuaries: Dynamics, mixing, sedimentation and morphology*. Cambridge University Press, U.K. 236 p.
- Probst, J.L., Tardy, Y., 1987. Long range streamflow and world continental runoff fluctuations since the beginning of this century. *Journal of Hydrology*. 94, 289-311.
- Purnachandra, V., Shynu, R., Kessarkar, P., Sundar, D., Michael, G.S., Narvekar, T., Blossom, V., Mehra, P., 2011. Suspended sediment dynamics on a seasonal scale in the Mandovi and Zuari estuaries, central west coast of India. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*. 91, 78-86.
- Raasveldt, H., Tomic, A., 1957. *Lagunas colombianas: contribución a la geomorfología de la costa del Mar Caribe con algunas observaciones sobre Bocas de Ceniza*. Reporte técnico. 33 p.
- Restrepo, J.C., Ortíz, J.C., Pierini, J., Schrottke, K., Maza, M., Otero, L., Aguirre, J., 2014. Freshwater Discharge into the Caribbean Sea from the Rivers of Northwestern South America (Colombia): Magnitude, Variability and Recent Changes. *Journal of Hydrology* 509, 266-281.
- Restrepo, J.C., Otero, L., Lopez, S., 2009. Clima de oleaje en el Pacífico sur de Colombia, delta del Río de Mira: Comparaciones Estadísticas y Aplicación a procesos Costeros. *Revista de la Academia Colombiana de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales*. 128(33), 339-357.
- Restrepo, J.D., 2008. Applicability of LOICZ catchment-coast continuum in a major Caribbean basin: The Magdalena River, Colombia. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*. 77, 214-229.
- Restrepo J.D., Kjerfve B., 2000. Magdalena river: interannual variability (1975-1995) and revised water discharge and sediment load estimates. *Journal of Hydrology* 235, 137-149.
- Restrepo, J.D., Kjerfve, B., 2004. The Pacific and Caribbean Rivers of Colombia: Water Discharge, Sediment Transport and Dissolved Loads. En: Lacerda, L.; Santelli, R.; Duursma, E.; Abrão, J., (eds.). *Environmental Geochemistry in Tropical and Subtropical Environments*. Springer Verlag, Berlín, pp 169-187.
- Restrepo, J.D., Kjerfve, B., Hermelín, M., Restrepo, J.C., 2006. Factors Controlling Sediment Yield in a major South American Drainage Basin: the Magdalena River, Colombia. *Journal of Hydrology*. 316: 213-232.

- Restrepo, J.D., Lopez, S., 2008. Morphodynamics of the Pacific and Caribbean deltas of Colombia – South America. *Journal of South American Earth Sciences*. 25, 1-21.
- Restrepo, J.D., Syvitski, J.P.M., 2006. Assessing the Effect of Natural Controls and Land Use Change on Sediment Yield in a Major Andean River: The Magdalena Drainage Basin, Colombia. *Ambio: a Journal of the Human Environment* 35. 44-53.
- Ritter, D., 1978. *Process Geomorphology*. Wm C. Brown Co., Dubuque, IA 602 pp.
- Robertson, A.W., Mechoso, C.R., 1998. Interannual and decadal cycles in river flows of Southeastern South America. *Journal of Climate*. 11, 2570-2581.
- Romero-Otero, G., Slatt, R., Pirmez, C., 2010. Detached and shelf-attached mass transport complexes on the Magdalena deepwater fan. *Advances in Natural and Technological Hazards Research*. 28, 593-605.
- Rossi A., Massei, B., Laignel, D., Sebag, D., Copard, Y., 2009. The response of the Mississippi River to climate fluctuations and reservoir construction as indicated by wavelet analysis of streamflow and suspended sediment load. *Journal of Hydrology*. 377, 237-244.
- Rowan, J., Goodwill, P., Greco, M., 1995. Temporal variability in catchment sediment yield determined from repeated bathymetric surveys: Abbeystead reservoir, U.K. *Physics and Chemistry of the Earth* 20(2), 199-206.
- Sepulveda, Valle-Levinson, Framinan. 2004. Observations of subtidal and tidal flow in the Rio de la Plata Estuary. *Continental Shelf Research*. 24: 509 – 525.
- Shchepetkin, A., McWilliams, J., 2005. The Regional Ocean Modeling System; a split-explicit, free surface, topography following coordinates ocean model. *Ocean Modelling*, 9, 347-404.
- Shepard, F., 1973. Sea floor off Magdalena Delta and Santa Marta area, Colombia. *Geological Society of America Bulletin*. 84, 1955-1972.
- Shi, J., 2010. Tidal resuspension and transport processes of fine sediment within the river plume in the partially-mixed Changjiang River estuary, China: a personal perspective. *Geomorphology*. 121, 133-151.
- Shi, C., Zhang, D., You, L., 2003. Sediment budget of the Yellow River delta, China: the importance of the dry bulk density and implications to understanding of sediment dispersal. *Marine Geology*. 199, 13-25.
- Shumway R., Stoffer D. 2004. *Time Series Analysis and Its Applications*. Springer-Verlag, Amsterdam, The Netherlands. 549 p.
- Sierra, J.P., Sánchez-Arcilla, A., González del Río, J., Movellan, E., Mosso, C., Martínez, R., Rodilla, M., Falco, S., Romero, I., 2002. Spatial distribution of nutrients in the Ebro estuary and plume. *Continental Shelf Research*. 22, 361-378.
- SIMCO (Sistema de Información Minero Colombiano), 2012. PIB Minero. Technical Report. Ministerio de Minas y Energía, Republica de Colombia. Bogota, 10p.
- Skliris, N., Lascaratos, A., 2004. Impacts of the Nile river damming on the thermohaline circulation and water mass characteristics of the Mediterranean sea. *Journal of Marine Systems*. 52, 121-143.
- Slattery, M., Phillips, J., 2009. Controls on sediment delivery in coastal plain rivers. *Journal of Environmental Management*. 92, 284-289.
- Stanley, D., Warney, A., 1998. Nile delta in its destruction phase. *Journal of Coastal Research* 14(3), 794-825.
- Syvitski, J.P.M., 2011. Global sediment fluxes to the Earth's coastal ocean. *Applied Geochemistry*. 26, S373-S374.
- Syvitski, J.P.M., Kettner, A., J., 2011. Sediment flux and the Anthropocene. *Philosophical Transactions of the Royal Society A Mathematical, Physical and Engineering Sciences* 369(1938): 957-975.
- Syvitski, J.P.M., Milliman, J. D., 2007. Geology, geography and humans battle for dominance over the delivery of sediment to the coastal ocean. *Journal of Geology* 115. 1-19.
- Syvitski, J.P.M., Saito, Y., 2007. Morphodynamics of deltas under the influence of humans. *Global and Planetary Changes* 57, 261-282.

- Summerhayes, C., Sestini, G., Misdorp, R., Marks, N., 1978. Nile delta: nature and evolution of continental shelf sediments. *Marine Geology*. 27, 43-65.
- Tabares, N., Soltau, J., Díaz, J., David, V., Landazabal, E., 2009. Características geomorfológicas del relieve submarino del Caribe colombiano. En: DIMAR-CIOH, 2009. Geografía Submarina del Caribe Colombiano. Dirección General Marítima – Centro de Investigaciones Oceanográficas e Hidrográficas del Caribe. Ed. DIMAR, Serie de Publicaciones Especiales CIOH. Volumen 4. Cartagena de Indias, Colombia. 150 pp.
- Tattersall G.R., Elliot A.J., Lynn N.M., 2003. Suspended sediment concentrations in the Tamar estuary. *Estuarine coastal and shelf science*. 57, 679-688.
- Teferi Taye, M., Willems, P., 2013. Identifying sources of temporal variability in hydrological extremes of the upper Blue Nile basin. *Journal of Hydrology*. 499, 61-70.
- Torrence C., Compo G., 1998. A Practical Guide to Wavelet Analysis. *Bulletin of the American Meteorological Society*. 79(1), 61-78.
- Uncles, R.J., Stephens, J.A., Harris, C., 2006. Runoff and tidal influences on the estuarine turbidity maximum of a highly turbid system: the upper Humber and Ouse estuary, UK. *Marine Geology*. 235, 213-228.
- van der Hammen, 1986. Fluctuaciones holocénicas del nivel de inundaciones en la cuenca del bajo Magdalena-Cauca-San Jorge (Colombia). *Geología Norandina* 10, 11-17.
- van der Wal, D., Pye, K., Neal, A., 2002. Long-term morphological change in the Ribble Estuary, northwest England. *Marine Geology* 189, 249-266.
- Varis, O., Kummu, M., Salmivara, A., 2012. Ten major rivers in monsoon Asia-Pacific: an assessment of vulnerability. *Applied Geography*. 32, 441-454.
- Vernette, G., Mauffret, A., Bobier, C., Briceno, L., Gayet, J., 1992. Mud diapirism, fan sedimentation and strike-slip faulting, Caribbean Colombian margin. *Tectonophysics*. 202, 335-335.
- Vijith, V., Shetye, S.R., 2012. A stratification prediction diagram from characteristics of geometry, tides and runoff for estuaries with a prominent channel. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*. 98, 101-107.
- Walling, D., 1983. The sediment delivery problem. *Journal of Hydrology*. 65, 209-225.
- Walling, D., 2000. Linking land use, erosion and sediment yields in river basins. *Hydrobiologia*. 410: 223-240.
- Walling, D., 2009. The impact of global change on erosion and sediment transport by rivers: current progress and future challenges. The United Nations World Water Development Report 3: Water in a Changing World. Scientific Paper. UNESCO, Paris, France. 26 p.
- Walling, D., Fang, D., 2003. Recent trends in the suspended sediment loads of the world's rivers. *Global and Planetary Change*. 39: 111-126.
- Wang, H., Bi, N., Saito, Y., Wang, Y., Sun, X., Zhang, J., Yang, Z., 2010. Recent changes in sediment delivery by the Huanghe (Yellow River) to the sea: causes and environmental implications in its estuary. *Journal of Hydrology* 391, 302-313.
- Wang, H., Yang, Z., Saito, Y., Liu, P., Sun, X., Wang, Y., 2007. Stepwise decreases of the Huanghe (Yellow River) sediment load (1950-2005): Impacts of climate change and human activities. *Global and Planetary Change* 57, 331-354.
- Wang, S., Hassan, M., Xiaoping, X., 2006. Relationship between suspended sediment load, channel geometry and land area increment in the Yellow River Delta. *Catena* 65, 302-314.
- Warner, J., Geyer, W., Lerczak, J., 2005. Numerical modeling of an estuary: a comprehensive skill assessment. *Journal of Geophysical Research*. 110, C05001
- Warner, J., Sherwood, C., Signell, R., Harris, C., Arango, H., 2008. Development of a three-dimensional, regional, coupled wave, current, and sediment transport model. *Computer Geosciences*. 34, 1284-1306.
- Whitehouse, R., Soulsby, R., William, R., Mitchener, H., 2000. Dynamics of estuarine muds: a manual for practical applications. Thomas Telford, London.
- Wilkinson, B.H., 2005. Human as geologic agents: a deep-time perspective. *Geology*. 33, 161-164.

- Wolanski, E., Asaeda, T., 1989. Mixing across a lutocline. *Limnology and Oceanography*. 34(5), 931-938.
- Wolanski, E., Nhan, N.H., Spagnol, S., 1998. Sediment dynamics during low conditions in the Mekon river estuary, Vietnam, *Coastal Research*. 14(2), 472-482.
- Wright, L., 1977. Sediment transport at river mouths: a synthesis. *Geological Society American Bulletin*. 88, 857-868.
- Wright, L., Coleman, J.M., 1971. Effluent expansion and interfacial mixing in the presence of a salt wedge, Mississippi River Delta. *Journal of Geophysical Research*. 76, 8649-8661.
- Wu, J., Liu, J., Wang, X., 2012. Sediment trapping of turbidity maxima in the Changjiang estuary. *Marine Geology*.
- Wu, J., Liu, H., Ren, J., Deng, J., 2011. Cyclonic spirals in tidally accelerating bottom boundary layers in the Zhujiang (Pearl River) Estuary. *Journal of Physical Oceanography*. 41(6), 1209-1226.
- Xu, J., 2002. River sedimentation and channel adjustment of the lower Yellow River as influenced by low discharges and seasonal channel dry-ups. *Geomorphology* 43, 151-164.
- Yang, S., Belkin, I., Belkina, A., Zhao, Q., Zhu, J., Ding, P., 2003. Delta response to decline in sediment supply from the Yangtze River: evidence of the recent four decades and expectations for the next half-century. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 57, 689-699.
- Yang, S., Zhao, Q., Belkin, I., 2002. Temporal variation in the sediment load of the Yangtze river and the influence of human activities. *Journal of Hydrology*, 263, 56-71.
- Yu, D., Tian, C., 2003. Vertical distribution of suspended sediment at the Yangtze River Estuary. En: *International Conference on Estuaries and Coasts*. 214-220.
- Yuan, Y., Wei, H., Zhao, L., Jiang, W., 2008. Observations of sediment resuspension and settling off the mouth of Jiaozhou Bay, Yellow Sea. *Continental Shelf Research*. 28, 2630-2643.
- Yue S., Pilon, P., Cavadias, G., 2002. Power of the Mann-Kendall and Spearman's rho test to detecting monotonic trends in hydrological series. *Journal of Hydrology* 259, 254-271.
- Zhang, J., Wei, F., Liu, S., 2008. Possible effect of ENSO on annual sediment discharge of debris flow in the Jiangjia Ravine based on Morlet wavelet transforms. *International Journal of Sediment Research*. 23(3), 267-274.
- Zhang S., Lu X., Higgitt D., Chen A., Han J., Sun H., 2008. Recent changes of water discharge and sediment load in the Zhujiang (Pearl River) Basin, China. *Global and Planetary Change*. 60, 365-380
- Zhang, W., Yan, Y., Zheng, J., Li, L., Dong, X., Cai, H., 2009. Temporal and spatial variability on annual extreme water level in the Pearl River Delta region, China. *Global and Planetary Change*. 69, 35-47.